



Analyse multi-échelles des déformations gravitaires du Massif de l'Argentera Mercantour

Hervé Jomard

► To cite this version:

Hervé Jomard. Analyse multi-échelles des déformations gravitaires du Massif de l'Argentera Mercantour. Géomorphologie. Université Nice Sophia Antipolis, 2006. Français. NNT : . tel-00295597

HAL Id: tel-00295597

<https://theses.hal.science/tel-00295597>

Submitted on 11 Jul 2008

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

UNIVERSITE DE NICE SOPHIA-ANTIPOLIS – UFR SCIENCES
Ecole Doctorale Sciences Fondamentales et Appliquées

THESE

Pour obtenir le titre de
Docteur en Sciences
de l'UNIVERSITE de Nice Sophia-Antipolis

Discipline : Sciences de la Terre

Présentée Par
Hervé JOMARD

**Analyse multi-échelles des déformations
gravitaires du Massif de l'Argentera
Mercantour**

Thèse dirigée par ***Thomas* LEBOURG**
Et ***Emmanuel* TRIC**

Soutenue le 11 décembre 2006 devant la Commission d'examen composée de :

JABOYEDOFF Michel	Professeur, Université de Lausanne	Rapporteur
LAPENNA Vincenzo	Professeur, CNR - IMAA - Potenza	Rapporteur
FABRE Richard	Professeur, Université de Bordeaux I	Examineur
GUGLIELMI Yves	Maître de Conférence, HDR, Université de Nice	Examineur
STEPHAN Jean-François	Professeur, Université de Nice	Examineur
COMPAGNON Franck	Géologue, Service RTM de Nice	Invité

Analyse multi-échelles des déformations gravitaires du Massif de l'Argentera Mercantour

Résumé

Les mouvements de terrain sont un des facteurs principaux de l'érosion des chaînes de montagnes et représentent un enjeu déterminant dans l'aménagement des vallées. Les phénomènes gravitaires se manifestent sous des formes très variées rarement reconnues et rarement analysées dans leur globalité au sein d'un même massif. Ainsi les liens géométriques et dynamiques les caractérisant ne sont-ils jamais abordés. Ils pourraient cependant représenter un apport substantiel dans la compréhension des processus de déstabilisation, la reconnaissance et la définition des aléas.

Nous avons tout d'abord cartographié les mouvements gravitaires rocheux dans la partie occidentale du massif de l'Argentera Mercantour et étudié leur relation et leur répartition en fonction des variables géologiques et morphologiques régionales. Puis nous nous sommes focalisés sur l'étude de deux cas représentatifs actuels d'échelles différentes sur lesquels nous avons testé et calibré la méthode de tomographie électrique (2D-3D-4D): le glissement de la Clapière et un glissement secondaire emboîté à son pied.

Notre étude permet d'établir un lien et un contrôle par la structure tectonique des mouvements d'échelles très différentes : Deep Seated Gravitational Slope Deformations (DSGSD), Deep Seated Landslides (DSL) et glissements superficiels. Ce contrôle s'exprime de différentes façons mais il apparaît de manière générale que l'échelle spatiale des déstabilisations gravitaires qui en résulte est directement proportionnelle à l'échelle temporelle des processus géologiques et morphodynamiques.

Mots-Clés: Argentera – Glissements de Terrain – Deep Seated Gravitational Slope Deformations – Deep Seated Landslides – Tomographie électrique – Dénudation – Morphologie Post-Glaciaire – Risques Naturels – Hydrogéologie

Multi-scale analysis of gravitational deformations in the Argentera Mercantour Massif

Abstract

Slope movements are one of the principal factors for mountain belts erosion and represent also a decisive issue for country planning. Gravitational phenomena are expressed under various forms seldom recognized and seldom analysed in their globality in a same massif. Thus, the geometric and dynamic links characterizing them are never approached. They could however represent a substantial contribution in the comprehension of destabilization processes, recognition and definition of risks.

We first mapped gravitational rock slope movements in the occidental part of the Argentera-Mercantour massif and then studied their relation and their distribution according to the regional geological and morphological variables. Then we focused the study on two currently representative active cases of different scales on which we tested and gauged the electrical tomography method (2D-3D-4D): the La Clapière landslide and a secondary encased shallow slip which developed at its foot.

Our study allows establishing a link and a control by the tectonic structure on gravitational movements of various scales: Deep Seated Gravitational Slope Deformations (DSGSD), Deep Seated Landslides (DSL) and shallow landslides. This control is expressed under various manners, but it generally appears that the gravitational destabilizations scale is directly proportional with geologic and morphodynamic processes temporal scales.

Keywords: Argentera – Landslides – Deep Seated Gravitational Slope Deformations – Deep Seated Landslides – Electrical tomography – Uplift – Post-Glacial Morphology – Natural risks – Hydrogeology

Avant-Propos

Trois ans écoulés, la fin d'une aventure. Au-delà des aspects purement techniques que vous trouverez par la suite, je voudrais vous retenir un petit moment pour ce qui sera la seule intervention personnelle de ces pages. Pardonnez moi de ne pas remercier nominativement toutes les personnes qui de près ou de loin m'ont permis d'en arriver là. Je sais à quel point vous avez pu être indispensables et je sais que vous vous reconnaîtrez à travers ces quelques mots.

Quelques fossiles alignés sur la poutre de la cheminée et une carrière abandonnée au bord d'une route varoise... Il fallait absolument trouver un spécimen plus gros que celui de tonton, je ne savais pas à cette époque que c'était peine perdue dans ce pauvre calcaire Barrémien. Un stage en entreprise à l'observatoire de la Côte d'Azur et une parole d'un professeur de SVT en 4^{ème} pour ce qui allait être ma première sortie géologique : « ne voyagez pas comme des valises », la messe était dite !

Pourtant au sortir du lycée, pas facile de se diriger vers la bonne porte. La marine ne voulait pas de moi, un IUT non plus... merci à eux. Arrivée donc sur Nice, ST 1^{ère} année, début de l'aventure. Cinq années à découvrir une discipline, mais aussi et surtout des personnes, des amis chers et une certaine philosophie de la vie. Comment oublier ces deux années passées chez Lydie et les suivantes chez les Valrosiens. Comment dire à quel point l'expérience téthysienne a été forte, aussi bien en rencontres qu'en découvertes. « C'était mieux avant... », parole de vieux con ! Il n'empêche, je suis bien certain que personne ne fera mieux et que tout ceux qui vécurent cela le pensent aussi, merci à vous tous. Clou du spectacle, apothéose désirée mais insoupçonné sur les volcans italiens et les pistes islandaises... fin du premier acte.

A l'entame du second, il fallut cependant se rendre à l'évidence, les résultats étaient moyens. Pas tellement faute d'envie de réussir, mais plutôt faute de temps pour se donner tous les moyens. La voie de la recherche était pourtant la seule envisageable et envisagée (Nat te souviens-tu de ce pacte que nous avons eu lors de notre première année ?). L'entrée en DEA était pour tout dire plutôt mal barrée. Une après-midi mémorable dans le bureau de Jean-François et un sacré coup de pouce d'Emmanuel et Thomas. Un message reçu en rentrant d'Islande, j'étais pris, merci à vous trois. Autres rencontres, autres expériences pendant cette année de DEA qui fût la plus dense, la plus riche et aussi la plus dure de toutes, pour le travail, mais aussi pour les sentiments. Je pense me souvenir de chaque instant, de chaque émotion.

Le dernier acte pouvait débiter, mais cette fois-ci à deux, avec Sandrine qui m'accompagnera pendant les 3 ans qui suivront, en m'aidant, me supportant il faudrait plutôt dire... j'espère que je ne t'en ai pas trop fait baver et que tu me supporteras encore et encore. Cette thèse n'aurait évidemment pas existé si Thomas, Emmanuel et Franck n'avaient pas efficacement ficelé le dossier régional de bourse. Elle n'aurait pas non plus existé s'ils ne m'avaient pas soutenu, aidé, guidé, chacun à leur manière, durant ces trois années. Je vous en suis éternellement reconnaissant. Il y a aussi les trois annonciateurs du catastrophisme gravitationnel universel sans qui je n'aurais pas compris qu'une subduction n'est qu'un malheureux glissement de terrain, merci Yves, Dam et Phano. Enfin, elle n'aurait pas existé sans tous ceux que j'ai pu côtoyer au jour le jour au laboratoire et en dehors, compagnons de bureaux, de repas, de débats, de terrain, de lamentations, de veillées, de cuites, de chansons etc... Longue vie à la slide team, respect et robustesse.

Voilà, je ne peux clôturer ces quelques lignes sans vous remercier, vous qui avez accepté de prendre le temps et l'énergie nécessaire pour juger cette thèse et qui m'avez permis de mettre un point presque final à ces années de travail.

A ma famille, sans qui rien de tout cela n'aurait jamais existé

TABLE DES MATIERES

INTRODUCTION GENERALE.....	5
-----------------------------------	----------

CHAPITRE 1

1. LE MASSIF DE L'ARGENTERA MERCANTOUR ET SA COUVERTURE MESOZOÏQUE	12
1.1. CADRE GEOGRAPHIQUE ET MORPHOLOGIQUE.....	12
1.1.1. Zone de l'étude	13
1.1.1.1. L'ossature cristalline : Massif de l'Argentera.....	14
1.1.1.2. Les hautes montagnes sédimentaires de l'Ouest.....	14
1.1.1.3. Les moyennes montagnes du Sud.....	14
1.1.2. Les pentes.....	16
1.1.3. Climatologie.....	17
1.1.3.1. Températures	17
1.1.3.2. Régime hydraulique et Crues.....	18
1.1.4. L'occupation des sols	23
1.2. CADRE GEOLOGIQUE	26
1.2.1. Place dans la Chaîne Alpine.....	26
1.2.2. Structure du Massif	28
1.2.2.1. Structures observables du massif et de sa couverture	30
2. LES MOUVEMENTS DE VERSANT.....	62
2.1. INTRODUCTION	62
2.2. PHENOMENOLOGIE	64
2.2.1. Cinématique des glissements.....	64
2.2.2. Les facteurs intervenant dans les processus d'instabilité.	66
2.2.2.1. Facteurs de prédisposition –Héritage géologique	66
2.2.2.2. Facteurs préparatoires	67
2.2.2.3. Facteurs déclenchants (et/ou accélérant)	70
2.2.2.4. Un facteur global et particulier : l'eau	72
2.3. LES MOUVEMENTS GRAVITAIRES AVEC SURFACE DE RUPTURE	78
2.3.1. Les glissements de sols	78
2.3.1.1. Structures	78
2.3.2. Les mouvements rocheux.....	79
2.3.2.1. Les Chutes de blocs (Rock falls)	80
2.3.2.2. Les glissements rocheux	81
2.3.2.3. Les basculements rocheux (fauchages).....	82
2.3.2.4. Morphologie de la rupture.	84
2.4. LES ETALEMENTS-FLUAGES GRAVITAIRES ROCHEUX OU DEEP SEATED GRAVITATIONAL SLOPE DEFORMATIONS (DSGSD).....	86
2.4.1. Terminologie	86
2.4.2. Caractéristiques morphologiques des DSGSD	87
2.4.3. Géométrie et origine des DSGSD	88
2.4.3.1. Géométrie	88
2.4.3.2. Origines	91
2.4.4. Intégration dans un contexte régional.....	91
3. CONCLUSION.....	93

CHAPITRE 2

1. INTRODUCTION.....	97
2. PROBLEMATIQUE DE DEPART	98

3. CONTROLE MORPHO-TECTONIQUE DES DEFORMATIONS GRAVITAIRES DANS LES VERSANTS ROCHEUX: UNE ANALYSE MORPHOLOGIQUE DANS LA PARTIE OCCIDENTALE DU MASSIF DE L'ARGENTERA-MERCANTOUR.	101
3.1. INTRODUCTION	101
3.2. PARAMETRES GEOLOGIQUES	102
3.2.1. Morphologie	102
3.2.2. Evolution récente du massif de l'Argentera.....	102
3.2.3. Tectonique fragile des vallées étudiées	103
3.3. DEFORMATION A GRANDE ECHELLE DES VERSANTS.....	106
3.3.1. Déformations étudiées.....	106
3.3.2. Répartition et relations géométriques entre DSGSD, DSL, topographie et canevas structural cassant.....	106
3.3.2.1. Répartition	106
3.3.2.2. Relations entre DSGSD, DSL, canevas structural et topographie	108
3.3.3. Analyse détaillée de la déformation interne des zones en mouvement. L'exemple du versant de Colle-Longue dans la vallée de la Tinée.....	110
3.3.4. Chronologie des déformations.....	113
3.3.4.1. Chronologie relative entre déformations à l'échelle du versant	113
3.3.4.2. Datations absolues	115
3.4. SYNTHESE ET DISCUSSION DES DONNEES ACQUISES: VERS UN MODELE DECRIVANT LA TRANSITION ENTRE CONTROLE TECTONIQUE ET CONTROLE GRAVITAIRE DE L'ENDOMMAGEMENT DES VERSANTS ROCHEUX HETEROGENES	116
3.4.1. Géométrie des déformations grande échelle.....	117
3.4.2. Origines de l'endommagement et de la rupture des versants. Vers un modèle permettant de relier déformations tectoniques et gravitaires	118

CHAPITRE 3

1 RÉSUMÉ.....	123
2 IDENTIFICATION OF THE GRAVITATIONAL BOUNDARY IN WEATHERED GNEISS BY GEOPHYSICAL SURVEY: LA CLAPIÈRE LANDSLIDE (FRANCE)	125
2.1 INTRODUCTION	126
2.2 GEOGRAPHICAL, GEOMORPHOLOGICAL, GEOLOGICAL AND HYDROGEOLOGICAL SETTINGS	127
2.3 CHARACTERISATION AND QUANTIFICATION OF WEATHERING ACROSS THE LANDSLIDE BOUNDARY .	130
2.3.1 Geophysical and mechanical methods.....	130
2.4 RESULTS AND INTERPRETATIONS	131
2.4.1 Electrical resistivity tomography on the top of the La Clapière landslide.....	133
2.4.1.1 Electrical and tomography methods.....	133
2.4.1.2 Geophysical results and interpretation.....	133
2.4.2 Concluding remarks	136
3 ELECTRICAL IMAGING OF THE SLIDING GEOMETRY AND FLUIDS ASSOCIATED TO A LARGE ROCKSLIDE	137
2.1 INTRODUCTION	138
2.2 BIBLIOGRAPHIC REVIEW ON METHODS FOR SLIDING SURFACES CHARACTERISATION AND INTERNAL DEFORMATION OF LARGE ROCK SLIDES	139
2.3 GEOLOGICAL AND GEOMORPHOLOGICAL ANALYSIS OF LA CLAPIERE LANDSLIDE.....	141
2.3.1 Previous studies of the rock slide	141
2.3.2 Geostructural context	143
2.3.3 Geomorphological analyses performed to calibrate geophysical data.....	143
2.4 ELECTRICAL TOMOGRAPHY	147
2.4.1 Protocol and calibration tests for Electrical Resistivity Tomography (ERT)	147
2.4.1.1 Factor influencing resistivity variations in a rock slope	147
2.4.1.2 Effect of the topographic variation	147
2.4.2 Analyses and discussion of field measurements.....	148
2.4.2.1 ERT Descriptions.....	148
2.4.3 Comparison with geologic profiles	150
2.4.4 Resistivity modelling.....	151

2.4.4.1	Two parallel layer model	152
2.4.4.2	Two parallel layer model with vertical faults	152
2.4.4.3	Two parallel layer model with dipping faults	152
2.4.5	Model comparison with ERT 2 profile.....	152
2.5	CONCLUSION	154
3	PERSPECTIVES.....	155

CHAPITRE 4

1	RÉSUMÉ.....	161
2	GEOPHYSICAL SURVEY TO ESTIMATE THE 3D SLIDING SURFACE AND THE 4D EVOLUTION OF THE WATER PRESSURE ON PART OF A DEEP SEATED LANDSLIDE.....	163
2.1	INTRODUCTION	164
2.2	GEOGRAPHICAL, GEOLOGICAL AND HYDROGEOLOGICAL SETTING.....	165
2.3	ELECTRICAL PROSPECTING AND DATA ACQUISITION.....	168
2.3.1	The electrical methods and experimental protocol.....	168
2.3.2	2D and 3D tomographic data and inversed models	169
2.3.2.1	Resistivity calibration	170
2.3.2.2	2D results	170
2.3.2.3	3D results	171
2.3.3	4D measurements, example of profile number 6.....	171
2.4	CONCLUSION	173
3	CHARACTERISATION OF AN INTERNAL SLOPE MOVEMENT STRUCTURE BY HYDROGEOPHYSICAL SURVEYING	175
3.1	INTRODUCTION	176
3.2	GEOLOGICAL AND HYDROGEOLOGICAL SETTINGS	177
3.2.1	The La Clapière landslide	177
3.2.2	The studied secondary landslide.....	178
3.3	EXPERIMENTAL PROTOCOL: METHOD AND PROCESSING.....	180
3.3.1	Injection protocol :	180
3.3.2	Hydrological acquisition dispositive	181
3.3.3	Geophysical acquisition, calibration and processing.....	181
3.3.3.1	Resistivity calibration	182
3.3.3.2	Data processing.....	182
3.3.4	Geodetic monitoring dispositive.	182
3.4	RESULTS	183
3.4.1	Hydrological results	183
3.4.1.1	Injected volume, transit time and refund rate	183
3.4.1.2	Fluorescein concentration.....	184
3.4.1.3	Interpretations	184
3.4.2	Temporal geophysical response of slope.....	184
3.4.2.1	Electrial tomography results	184
3.4.2.2	Interpretations	187
3.5	DISCUSSION AND CONCLUSION	187

CONCLUSION GENERALE.....	191
---------------------------------	------------

BIBLIOGRAPHIE.....	197
---------------------------	------------

ANNEXES.....	219
---------------------	------------

INTRODUCTION GENERALE

L'étude présentée dans ce mémoire s'insère dans le cadre de la problématique des risques naturels et plus particulièrement des risques gravitaires. Elle a été totalement financée par la région Provence Alpes Côte d'Azur (PACA) en collaboration avec les services de Restauration des Terrains de Montagne des Alpes Maritimes pour qui le développement économique et touristique des zones montagneuses est un enjeu politique majeur du point de vue de l'aménagement du territoire.

La prise en compte des risques naturels est de nos jours au cœur des processus décisionnels d'aménagements. Toute décision se doit d'être mûrement réfléchie et impose de ce fait une définition du concept de risque naturel. Comment peut-on le définir ?

Une des définitions les plus objectives consiste à dire que la notion de risque naturel (i.e. risque gravitaire) peut être résumée de façon schématique par l'équation:

$$\text{Risque} = \text{Probabilité d'occurrence de l'aléa} \times \text{Enjeux.}$$

Le risque lié à un aléa particulier, dans une zone géographique donnée, peut se définir comme l'espérance mathématique des dommages dus à la réalisation de l'aléa considéré pendant la durée de référence. **L'analyse de l'aléa est donc la démarche clé pour la définition des risques.**

L'aléa désigne le phénomène ou processus naturel avec ses composantes géographiques, géologiques, climatiques et mécaniques. Il présente différentes caractéristiques physiques (se rapportant à des notions d'énergie, de durée...) regroupées sous le terme général d'intensité. On y adjoint un volet temporel en intégrant les notions d'évolution et d'occurrence. Bien qu'il soit difficile d'évoquer une cyclicité dans le cas des mouvements de terrain, par définition ponctuels, le milieu physique naturel et en particulier les versants montagneux est soumis à des règles d'évolution très variables :

- Sur le très long terme (10 000, 100 000 ans et plus). Avec une dominance des processus globaux: processus tectoniques, de changements climatiques (glaciations, variations eustatiques...),
- Sur le court terme (24 h à 1 année) et le moyen terme (10, 100 ou 1 000 ans) avec une dominance des processus locaux, pour lesquels l'action anthropique peut être notable.

Ces différentes échelles de temps impliquent, de par l'origine et la nature des processus générant l'aléa, une relation directe avec la répartition, l'extension et l'occurrence des phénomènes. Typiquement, plus les processus seront longs, plus l'extension et la répartition des phénomènes seront importantes et leurs occurrences rares, et inversement.

A l'heure actuelle, la gestion du risque par les collectivités territoriales est le plus souvent effectuée en ne tenant compte des évolutions du milieu naturel qu'à court et moyen terme. Cette gestion s'explique par plusieurs facteurs :

- L'occurrence des aléas : des phénomènes répétitifs sont traités plus rapidement que des phénomènes beaucoup plus épisodiques,
- La méconnaissance des aléas, de leur comportement jusqu'à leur prévention,
- La pression démographique,
- La conscience collective, marquée par les pertes de vies humaines et/ou matérielles, se réfère à de courtes périodes de temps (Exemples des populations vivant au pied de volcans actifs, sur des zones sismiquement actives),
- Le coût des études et aménagements à effectuer (ex : gestion des inondations aux Pays-Bas),
- ...

Cependant, certains événements exceptionnels, avec parmi les plus connus le séisme de Shaanxi (Chine) en 1556 (Séisme historique le plus meurtrier), l'éruption du Volcan Tambora en 1815 (la plus importante éruption volcanique historique) ou plus proche de nous le tsunami de l'hiver 2004, rappellent que des événements bien que rarissimes s'avèrent les plus coûteux en vies humaines. Ainsi, des disciplines comme la volcanologie ou la sismologie ont considérablement fait évoluer la connaissance des processus à toutes les échelles. La gestion des phénomènes et les applications civiles concrètes participent en partie à une politique de développement durable de plus en plus à l'ordre du jour dans les pays dits développés.

A contrario, l'étude des aléas gravitaires est beaucoup plus récente. Le lien direct entre l'évolution à long terme des versants montagneux et les risques qui en découlent n'a été que très récemment abordé dans l'optique d'une application civile. Pourtant des catastrophes à moyenne et grande échelle comme celles du Mt Granier (1248, France) ou du Vajont (1963, Italie), qui ont fait des milliers de victimes, montrent que la menace est loin d'être marginale.

Qu'en est-il dans la région PACA et plus précisément dans le département des Alpes-Maritimes ?

Cette étude a pour cadre géographique la partie la plus méridionale des Alpes Françaises. Plus particulièrement la partie occidentale du massif de l'Argentera Mercantour au travers des vallées de la Vesubie, du Haut Var et de la Tinée. L'hétérogénéité des terrains rencontrés et l'énergie des reliefs sont propices au développement d'une grande diversité de mouvements gravitaires. Cependant, relativement peu de catastrophes humaines en sont la conséquence directe ou indirecte :

- Le séisme Nissart de 1564 fit plusieurs centaines de morts dont une partie consécutivement à des mouvements de terrains,
- Le glissement de terrain de Roquebillière, le 24 novembre 1926, fit 19 victimes.

La gestion des risques dans ce milieu montagnard ne débute que dès la 2nde moitié du 19^{ème} siècle par la création du service de restauration des terrains de montagne ou RTM (service de l'office national des forêts) pour contrer et réparer les effets désastreux de la déforestation sur l'érosion des sols en montagne. Si les objectifs de départ font plutôt référence aux aléas torrentiels et donc indirectement aux mouvements de terrain (torrents de Réal, de Salso Moreno...), la pression touristique et démographique sur les vallées et versants a considérablement augmenté la vulnérabilité des installations des biens et des personnes. La RTM, le CETE (Centre d'étude technique de l'équipement) se sont donc peu à peu tournés

vers la gestion des risques gravitaires. Depuis, un très grand nombre de données portant sur des événements distincts a été acquis sur de nombreux types de supports par des organismes privés ou publics. Malheureusement, aucune synthèse des données issues des différentes sources n'a été faite jusqu'à l'initiation de ce travail dont l'un des objectifs a été le recensement et le regroupement de ces données sous la forme d'un Système d'Information Géographique (SIG).

L'accélération, au début des années 1980, du glissement de la Clapière en aval du village de Saint Etienne de Tinée, obligea la prise en compte d'un aléa d'échelle bien supérieur à ceux rencontrés jusque-là dans cette partie des Alpes. Dès lors, si la gestion des phénomènes gravitaires de petite échelle reste en grande partie des domaines de la géotechnique et du génie civil, celle de phénomènes potentiels de plus grande échelle et peu connus nécessite une analyse globale dans l'optique d'une définition de l'aléa et donc du risque.

Le glissement de la Clapière, abordé au départ de manière locale tant au niveau de la gestion du risque que de la recherche plus fondamentale a permis d'initier une réflexion sur les effets d'échelle et de temps s'appliquant à ce type de phénomène. Plusieurs questions peuvent en être tirées et vont constituer le guide de ce travail :

- Quelle est la structure et le devenir du mouvement de la Clapière ?
- Un mouvement gravitaire d'échelle de la Clapière est-il unique dans la région étudiée ?
- Existe-t-il des déformations à plus grande échelle et quels sont leurs éventuels liens ?
- Si oui, retrouve-t-on un effet équivalent sur des échelles plus restreintes ?

Ce sont également ces questions simples qui ont permis d'établir les liens entre gestionnaire des terrains, organismes de recherches appliquées (ONF, CETE) et de recherches fondamentales (Université de Nice, CNRS) à l'origine de cette thèse.

Ce travail se concentre donc sur une approche naturaliste et pluridisciplinaire visant à la reconnaissance et à la définition des structures aux échelles de temps et d'espace considérées. Pour cela, cette thèse s'articule en 4 parties :

Un premier chapitre dans lequel on effectue un bilan global de la morphologie, de la géologie et de la dynamique de la région considérée. On y présente également les concepts et les données nécessaires à l'étude des phénomènes gravitaires.

Un second chapitre présenté sous la forme d'un article en préparation dont l'objet est l'étude à grande échelle des déformations gravitaires et leur relation dans le contexte morpho-structural local.

Un troisième chapitre qui traite du glissement de La Clapière et de son environnement proche. L'objet de ce chapitre est de déterminer et caractériser la géométrie des contrôles structuraux associés la localisation de ce type de mouvements de terrain. Dans ce cadre, une approche couplée géologie-imagerie géophysique a été développée malgré un terrain fort chaotique et déstructuré. Ce chapitre se structure en 2 articles.

Un quatrième chapitre dont l'objectif est d'établir une relation entre mouvements rocheux à grande échelle et glissements superficiels. Ce chapitre se divise en 2 articles qui concernent les résultats obtenus sur un glissement instrumenté avec la collaboration de Stéphane Binet.

CHAPITRE 1

Cette illustration de Gotlib, en dehors de démontrer que taper dans un pommier peut se révéler dangereux, illustre bien ce que peut être l'évolution normale d'un versant montagneux soumis ou non à des sollicitations externes.

Ce chapitre a pour but de recueillir et rassembler les informations pertinentes et nécessaires à l'étude des mouvements gravitaires dans le massif de l'Argentera-Mercantour.

Nous y avons développé les connaissances et les concepts issus de la littérature portant sur la dynamique de la région étudiée et sur la phénoménologie et la structure des mouvements de versants.



-Gotlib-

Introduction

L'aléa gravitaire se trouve à l'interface entre des processus guidés par des variables géologiques profondes et des processus de surface guidés par des variables régionales plus superficielles, qu'elles soient d'ordres géologiques, morphologiques, climatiques...

Etablir des liens entre les différents mouvements gravitaires, et ce quelque soit l'échelle d'observation, oblige donc à sortir du cadre de la seule vallée de la Tinée, originellement au centre de notre problématique. En effet, afin d'avoir le recul nécessaire pour nous affranchir de l'influence de paramètres locaux tels que la pente, l'activité anthropique...notre première approche a été d'étendre le champ de l'étude aux vallées de la Vésubie et du Haut Var, frontalières de la Haute Tinée.

Ce chapitre a vocation de présenter et synthétiser les variables les plus pertinentes concernant d'une part l'histoire, la structure et la dynamique de cette région et d'autre part ce qui définit et contrôle un mouvement de versant.

1. Le massif de l'Argentera Mercantour et sa couverture Mésozoïque

1.1. Cadre Géographique et morphologique

Les Alpes Maritimes se situent à la terminaison méridionale de l'arc Alpin, à cheval sur le département français du même nom et la région piémontaise italienne (Figure 1 et 2) et formant une limite convexe très prononcée avec le cordon ligure (Julian, 1980). Deux unités s'individualisent nettement, une partie Nord orientale (Alpes Niçaises et versant Piémontais) présentant de hautes altitudes (3 297 m à la Cima Sud dell' Argentera) et des reliefs compacts et marqués, une partie Sud occidentale (préalpes de Nice et de Grasse) présentant des reliefs orientés et moins élevés (< 2 000 m). Pour Blanchard (1960), « *la montagne est le plus beau désordre qui soit de chaînons, de crêtes, de défilés et de gorges, accumulant les obstacles sous les pas des hommes, n'offrant à leurs cultures que des pentes raides ou d'étroits bassins que menacent les torrents. Le littoral n'est guère que la montagne croulant sur la mer ; du moins cette chute n'est-elle pas celle d'une muraille continue ; elle pousse quelques redans, qui ménagent ainsi des baies, des anses ; de petites plaines alluviales* ».

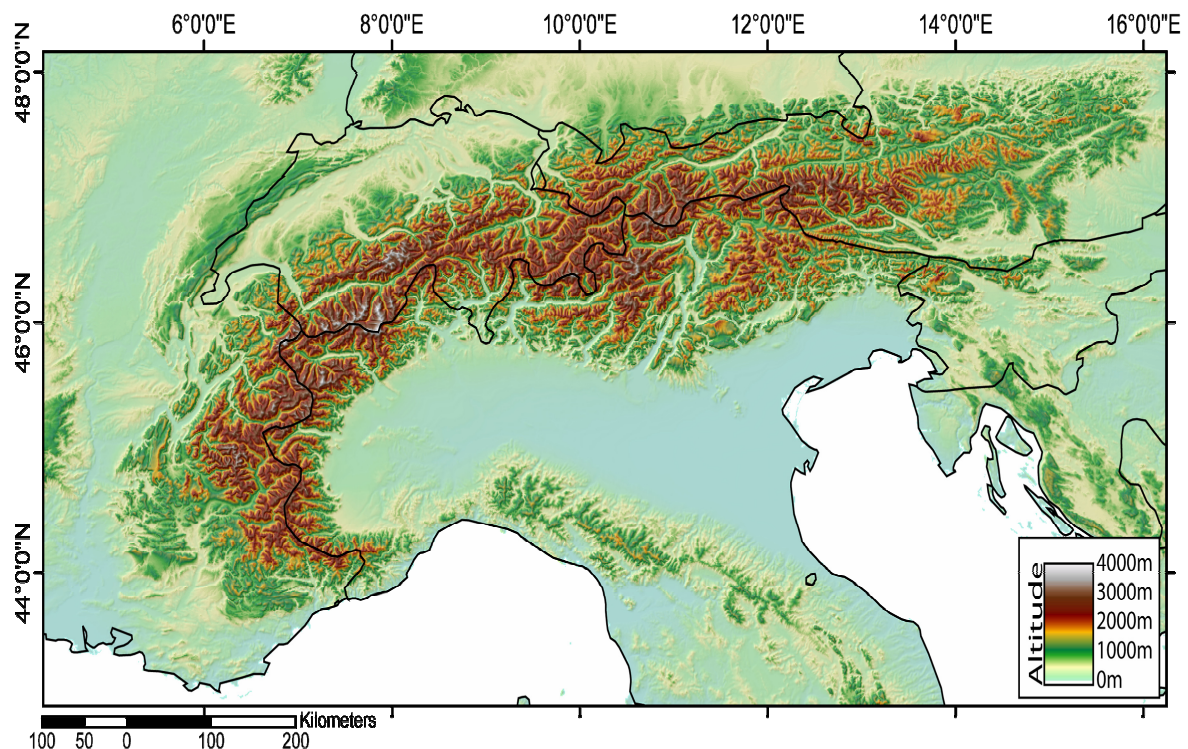


Figure 1: Représentation en altitudes de la chaîne Alpine sur MNT mondial au pas 250 m.

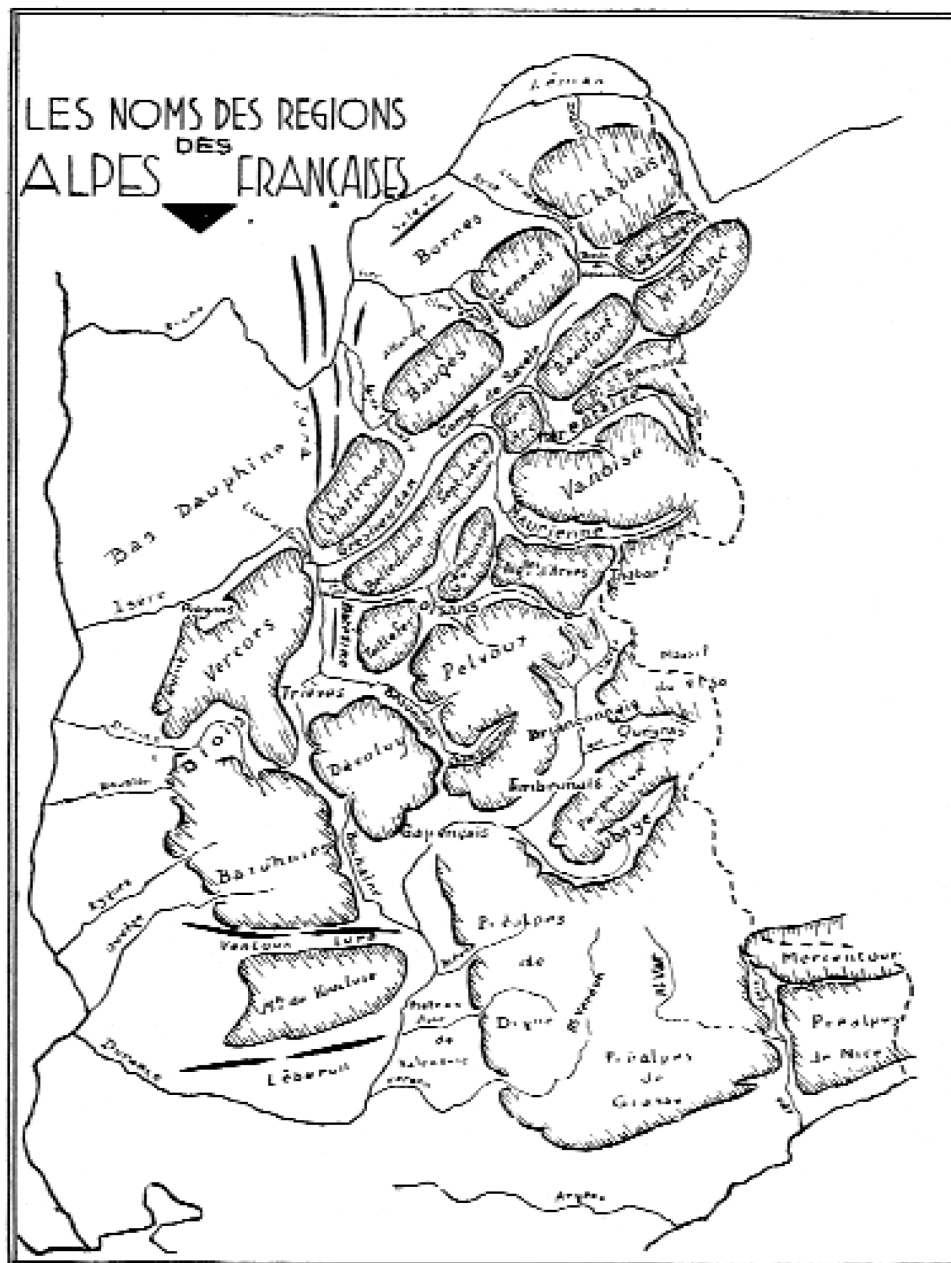


Figure 2: Toponymie Régionale des Alpes Françaises par Méjean (1930)
Document rare et malheureusement de qualité médiocre

1.1.1. Zone de l'étude (Figure 3)

Le massif de l'Argentera et les reliefs qui le bordent présentent des morphologies glaciaires perchées et fortement incisées dont l'altitude est supérieure à 2 000 m. Cinq rivières majeures et deux fleuves drainent le massif. Côté nord-oriental, les rivières Stura et son affluent Gesso. Côté sud-occidental, le fleuve Roya et le fleuve Var où affluent les rivières de la Vésubie et de la Tinée.

La zone couverte par ce travail peut se diviser en 3 parties distinctes : une ossature de hautes montagnes cristallines à l'Est, de hautes montagnes sédimentaires à l'ouest et une zone de moyennes montagnes au sud.

1.1.1.1. L'ossature cristalline : Massif de l'Argentera

L'ossature cristalline du massif de l'Argentera est à cheval sur la frontière franco-italienne et se présente comme une olive de 50 km de long et 25 km de large orientée NW-SE.

Sa partie septentrionale présente les traits les plus simples : une longue crête culminant à 3 031 m au Mt Ténibre et séparant deux vallées d'orientation proche (NW-SE), le val' Stura et la haute vallée de la Tinée. Les deux versants sont dissymétriques, développés en largeur et profondément entaillés côté italien, compacts et peu entaillés côté français. L'ensemble est d'une grande régularité depuis le Col de Pouriac (2 506 m) jusqu'à la zone de Chastillon-Orgials (Torrent de la Guerche et Col de la Lombarde) où la Tinée oblique vers le Sud et la Stura à l'est.

L'architecture du massif augmente en complexité vers le sud. Le versant unique tinéen se scinde côté français en plusieurs blocs d'altitudes moindres, d'orientations comparables E-W, et profondément entaillés par les torrents de la Guerche et de Mollières affluent dans la vallée de la Tinée, et par les torrents du Boréon et de Fenestre affluent dans la vallée de la Vésubie. L'orientation régulière des vallons français contraste avec le côté italien qui présente un éventail de vallées se déversant dans le Gesso, dominé par les imposants Monte Matto (3 088 m) et Cima Argentera (3 297 m). Les plus hautes cimes ne sont pas contenues sur la ligne de partage des eaux.

La partie sud-orientale du massif, à partir du Mt Gélas (3 143 m), voit la ligne de partage des eaux se dédoubler côté français au Mt Clapier (3 045 m), vers le Col de Tende avec une orientation E-W et vers la Cime de l'Authion avec une orientation N-S. Cette division se marque par un réseau hydrographique rayonnant autour du Mt Clapier.

1.1.1.2. Les hautes montagnes sédimentaires de l'Ouest

La haute chaîne sédimentaire culmine à l'ouest au Mt Pelat (3 051 m). Elle englobe le bassin versant du Var à l'Ouest et la partie occidentale du bassin de la Tinée à l'Est. Sa forme épouse et s'enroule grossièrement autour de celle du massif cristallin, formant ainsi une virgation où les crêtes ne se séparent qu'à la faveur de la profonde incision du Var et de ces affluents.

On distingue ainsi un ensemble septentrional compact, du Mt Pelat à la Cime de la Bonnette (2 860 m) et au Rocher des 3 Evêques (2 868 m), limitant la vallée de l'Ubaye au Nord, du Verdon à l'Ouest et constituant les sources du Var et de la Tinée.

On distingue également une haute crête large et aérée, d'orientation moyenne N130, séparant le Var et la Tinée de la Cime de Pal (2 818 m) au Mt Gravières (2 326 m), en passant par le Mt Mounier (2 817 m), sommet emblématique et majestueux, symbole de cette partie du massif.

On distingue enfin une haute crête acérée de la Cime de l'Encombrette (2 528 m) à la Tête de Travers (2 161 m) en passant par le Mt Saint Honorat (2 520 m) et les Aiguilles de Pelens (2 523 m), orientée N160 et marquant la limite Ouest de la zone étudiée, frontière des bassins versants du Var et du Verdon.

1.1.1.3. Les moyennes montagnes du Sud

Les reliefs s'estompent peu à peu vers le Sud. Du Var à la Vésubie, les sommets ne dépassent guère les 2 000 m : 2 137 m au sommet du Dôme de Barrôt, 2 007 m au Caïre Gros, 2 085 m au Mt Tournairot, 2 078 m à la Cime de l'Authion. Les vallées sont de profondes rainures globalement orientées N-S et le relief correspond à un modelé de dissection du type le plus pur (Julian, 1980). Le Dôme de Barrot présente une altitude moyenne d'environ 1 200 m et des entailles profondes aux gorges du Cians et de Daluis. Altitude supérieure à celle des massifs de la Tinée et de la Vésubie (d'environ 800 m) où les sommets du Tournairot et de l'Authion forment les dernières importantes confluences hydrographiques.

1.1.2. Les pentes (Figure 4)

Les Alpes Maritimes sont caractérisées par un fort relief de dissection, le cloisonnement des vallées et des pentes accusées. Julian (1980) parle ainsi de tyrannie de la pente et Raoul Blanchard (1946) décrit les vallées comme suit : *« l'on bute sur un bloc fermé, décomposé en une foule de petites cellules à peu près imperméables, un des coins les plus clos, les moins aisément pénétrables que recèlent les Alpes Occidentales »*.

La carte des pentes (Figure 4) rend compte de la complexité du découpage du relief. Les pentes ont été regroupées en 10 classes de dizaines de degrés en dizaines de degrés. On remarque :

- La prédominance des classes de pente supérieures à 30 degrés. Les versants sont courts et raides, les bassins versants exigus. Cela se vérifie particulièrement dans les vallées de la Tinée et de la Vésubie. Pour exemple, le village de Saint-Étienne-de-Tinée (1 144 m) n'est qu'à 4,7 km du sommet du Mont Ténibre (3 031 m) qui le domine, soit une pente moyenne supérieure à 40%.
- La rareté des surfaces planes. Celles-ci se rencontrent en altitude sous la forme de plateaux (plateau de la Céva), de reliefs adoucis (Dôme de Barrot) et de morphologies glaciaires d'altitudes (Vallon du Salso Moreno, Lacs de Vens...). Elles se rencontrent également dans les étroits fonds de vallées et sur les versants présentant des roches sédimentaires plus tendres (vallon de Valdeblorre, rive gauche du Haut Var en amont de Guillaumes).

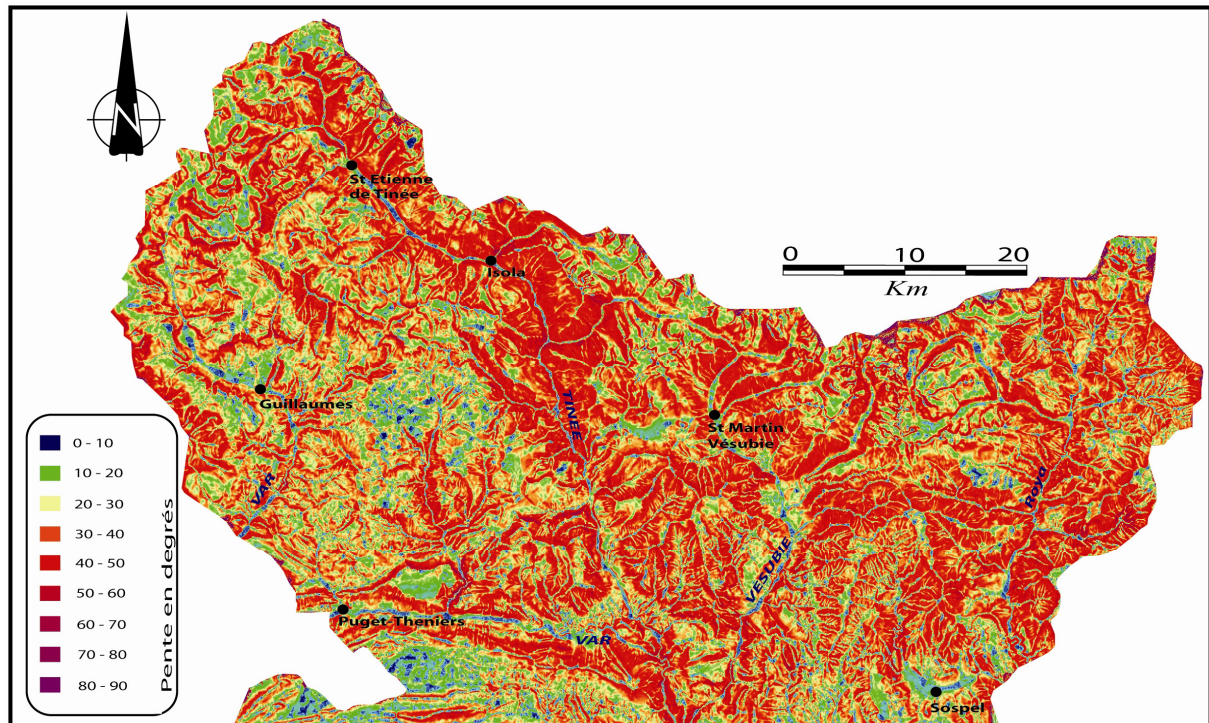


Figure 4: Carte des pentes de la partie Nord des Alpes-Maritimes et divisée en 10 classes. Analyse à partir du MNT géoréférencé au pas de 50 m de l'IGN fourni par le CRIGE-PACA.

1.1.3. Climatologie

En raison de sa localisation à l'extrême sud des Alpes, l'Argentera-Mercantour présente un climat soumis à de multiples influences : influence alpine au nord, fort ensoleillement et incidence de la Méditerranée au sud et de la plaine du Pô à l'est, effet de Föhn sur la circulation générale des perturbations. Leur confluence génère de multiples situations caractéristiques. Une grande partie des données présentées sont anciennes car peu d'études d'ensemble de la partie occidentale du massif existent ou sont disponibles, elles sont cependant encore aujourd'hui très représentatives.

1.1.3.1. Températures

En toute saison, les Alpes Maritimes présentent des moyennes de température plus élevées et moins contrastées que partout ailleurs dans les Alpes Françaises. La latitude ne suffit pas à expliquer ces faveurs et le voisinage de la méditerranée apparaît comme un élément décisif (Blanchard, 1960). Une simple comparaison entre les températures enregistrées à Saint Martin Vésubie (950 m) et Gap pourtant 200 m plus bas est éloquent :

- la moyenne hivernale de 2.52°C à Saint Martin Vésubie est supérieure de 2°C à celle de Gap.
- Si la moyenne des températures d'été est équivalente dans les deux cités, les températures maximales moyennes et minimales moyennes appartiennent à la ville de Gap (+5.37°C et -4.93°C). Cette égalisation des températures en été ne s'explique que par l'influence de la proche méditerranée.

Cependant, il ne s'agit ici que de moyennes régionales annuelles, le plus souvent mesurées dans les zones d'habitation (comme ici pour Saint Martin Vésubie) et donc dans les vallées. Si elles rendent compte d'une réalité régionale, la diversité des reliefs et des altitudes entraîne forcément de fortes disparités locales. Ainsi, selon Julian (1980) : *« ce qui frappe surtout, c'est la contraction sur une superficie aussi faible de domaines aussi contrastés [...] de la Riviera où les températures annuelles dépassent 14°C et où le gel et la neige sont très peu fréquents, à l'étage alpin dans lequel les moyennes thermiques sont inférieures à 3°, le gel possible en toute saison et la neige également »*.

Les fréquences et régimes de gels sont des paramètres morphogénétiques importants et représentatifs des disparités locales de régimes de températures (Données : Julian, 1971).

En région côtière, Vence et Bancairon, d'altitudes pourtant proches (respectivement 323 m et 331 m) présentent 12 jours de gelée par an à Vence contre 66 pour Bancairon, le relief et son orientation sont les paramètres influençant cette forte différence.

A des altitudes supérieures, le gel peut être continu sur 24 heures : Saint Dalmas le Sauvage (1 510 m) et Auron (1 610 m), situés dans la haute vallée de la Tinée, présentent respectivement 129 et 119 jours de gel dont 25 et 16 en continu, ce qui peut encore paraître paradoxal en comparant les deux altitudes.

Des mesures sur la Cime de l'Aspre (2 400 m) font apparaître 220 jours de gel dont 128 en continu, ce qui implique des périodes de gel estival non négligeables. L'analyse des cycles gels-dégels y montre : des amplitudes thermiques de 5°C dans 23,6% des cas, de 5 à 10°C pour 61% des cas et entre 10 et 15°C dans 15,3% des cas. Les minima inférieurs à -10°C ne représentent que 5,6% des mesures.

Ainsi, même durant les années froides et neigeuses, les étages inférieurs ne présentent pas de conditions thermiques comparables à celles des étages supérieurs.

1.1.3.2. Régime hydraulique et crues

1.1.3.2.1. Pluviométrie

Le contact de la mer avec des crêtes élevées vaut à la région des précipitations généreuses (Figure 5). Les vents de Sud-Ouest à Est, chargés d'humidité en méditerranée, s'élèvent jusque sur les versants montagneux.

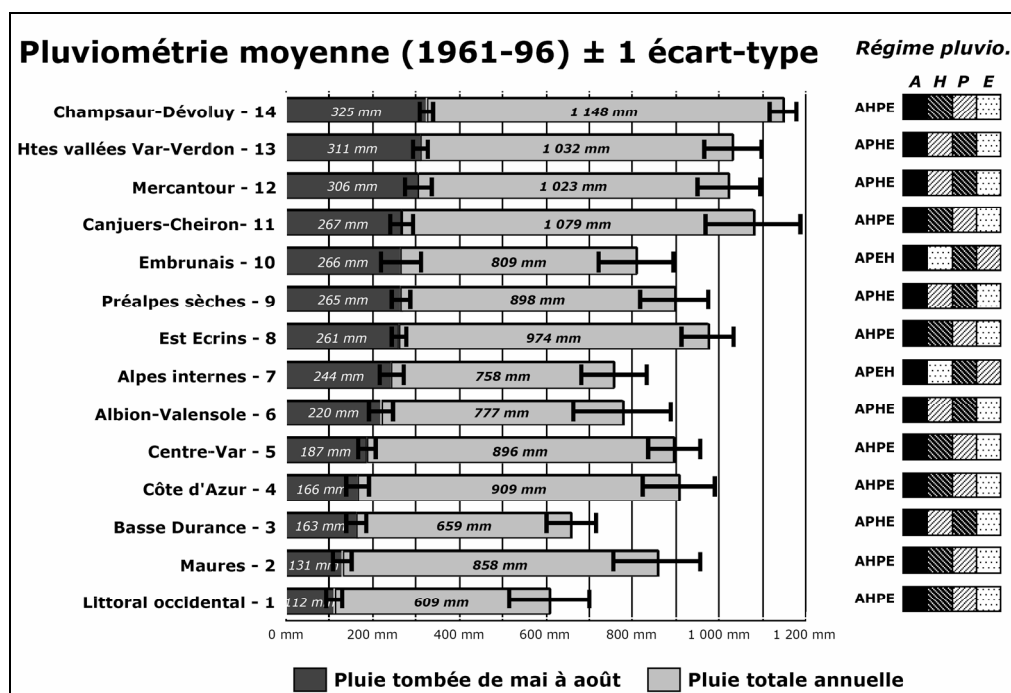


Figure 5: Pluviométrie moyenne en région PACA entre 1961 et 1996 (Source DIREN-PACA).
AHPE : régime pluviométrique automne-hiver-printemps-été

Les hautes cimes, fortes barrières condensatrices par définition, ne sont pourtant pas beaucoup plus arrosées que l'avant pays (977 mm à Levens contre 1207 mm à Saint Martin Vesubie). Cette relative homogénéité est à mettre sur le compte de l'éloignement du massif par rapport à la côte et des reliefs importants existant déjà dans la partie méridionale du département des Alpes Maritimes (Cheiron, Mt Férion, Mt Agel, Mt Vial...). Ainsi, aucune des moyennes de la zone considérée n'est inférieure à 800 mm/an (Figure 6), ce qui est important en comparaison avec d'autres régions de France (500 mm à Marseille, 600 mm à Paris, 800 mm à Lyon).

Cependant, bien que généreux, cet apport global en eau masque de fortes inégalités entre les saisons, ce que Blanchard (1960) appellera une irrégularité chronique.

L'été est généralement une saison largement déficitaire, d'autant plus importante que l'on s'approche de la mer (environ 15% des précipitations globales). L'Hiver est la seconde saison déficiente (environ 21% des précipitations globales), mais la pénurie y est moins grave à cause d'une évapotranspiration beaucoup plus faible qu'en été. Le printemps représente jusqu'à 28% du total des pluies et l'automne est la saison la plus arrosée avec 36% des précipitations. Ces moyennes sont cependant rarement représentées. Il n'y a pratiquement pas d'années normales et les irrégularités peuvent être phénoménales (Figure 7).

Il faut noter que le versant piémontais du massif de l'Argentera ne montre pas d'influence méditerranéenne nette. Il est peu affecté par les sécheresses estivales et généralement plus arrosé (Figure 6). Les pluies de printemps sont supérieures à celles d'automne et celles d'été parfois égales à celles de l'hiver.

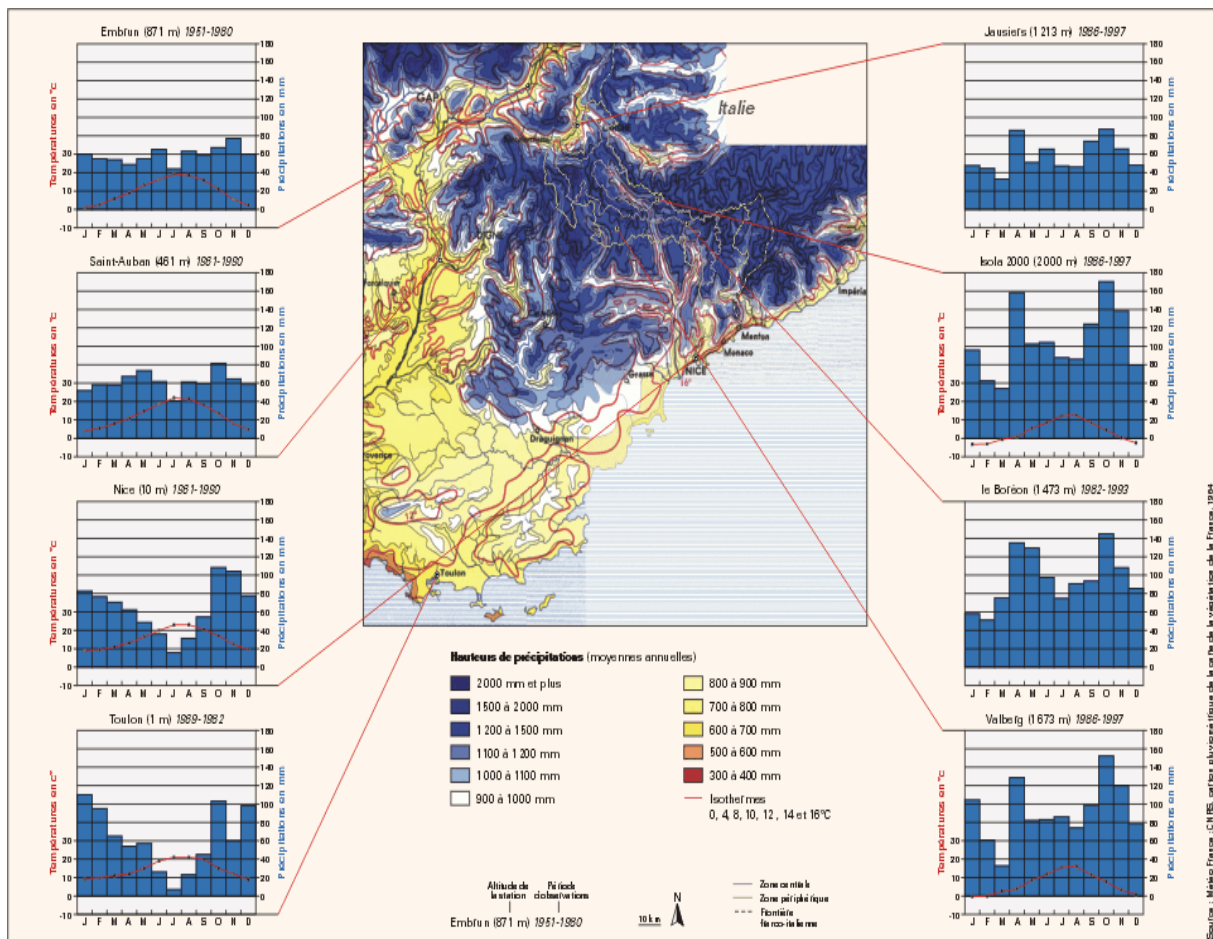


Figure 6 : Données météorologiques moyennes sur quelques stations caractéristiques.
(Parc national du Mercantour : <http://atlas.parcsnationaux.org/mercantour/Img/C11-01.gif>)

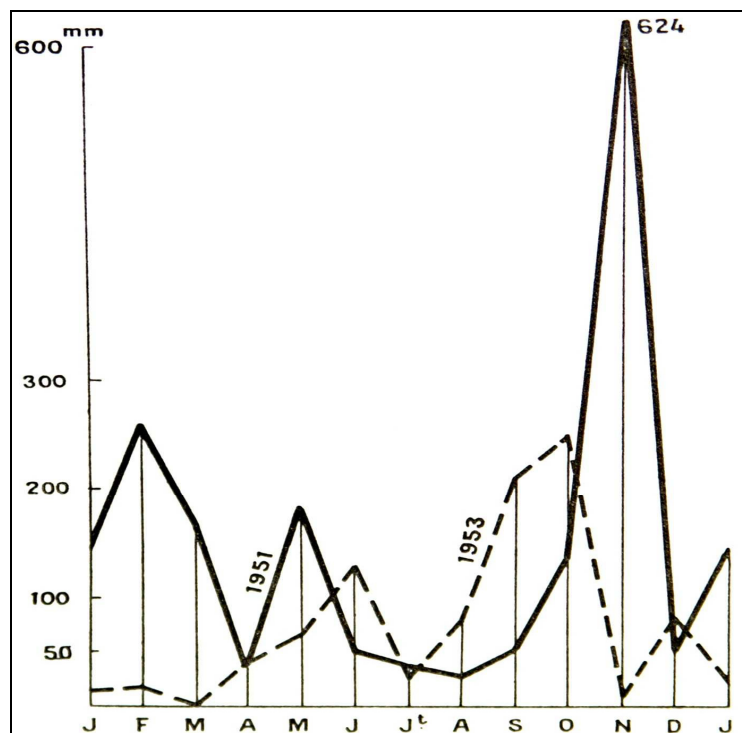


Figure 7: Courbes de précipitations mensuelles à Sospel, pour une année sèche (1953) et une année humide (1951). Elles illustrent l'extrême irrégularité des saisons (Blanchard, 1960).

1.1.3.2.2. Le régime nival

Le comportement de la neige est identique à celui des précipitations : de bonnes moyennes, mais une très grande irrégularité, hivers engorgés et saisons de pénurie se succèdent ainsi.

Les précipitations en saison froide (en particulier de Novembre à Mars), donnent un enneigement honorable au dessus de 1 400 - 1 500 m. Ainsi, un nombre important de stations de sports d'hiver très fréquentées a pu se développer dans les montagnes du Mercantour (Auron, Isola 2 000, Valberg, La Colmiane, Roubion, Turini), mais aussi dans les préalpes de Grasse (Audibergue, Gréolières les neiges).

Julian (1980) caractérise le régime nival des Alpes Maritimes en quelques points :

- En dessous de 1 000 m, la neige est un élément mineur du climat,
- Le manteau neigeux continu ne s'établit pas en dessous de 1 300-1 500 m aux adrets,
- Le coefficient de niviosité de 50% se situe entre 1 900 et 2 000 m,
- La hauteur moyenne du manteau dépasse 1m au dessus de 1 500-1 600 m et atteint 2 m au dessus de 2 200 m,
- La durée du manteau neigeux continu est fonction de l'altitude : 5 mois au dessus de 1 600 m et 8 mois au dessus de 2 400 m,
- La variabilité interannuelle des précipitations neigeuses et donc de l'épaisseur du manteau est forte : pour exemple, Isola n'a été gratifié que de 20 mm tombés en deux fois en 1931-32 et accablé en 1944-45 d'une épaisseur de 1,84 m accumulée en 19 jours. L'hiver 1935-36 a vu la neige tomber 59 jours et accumuler 7 m de neige à Saint Dalmas le Selvage, alors qu'en 1941-42 et en 16 jours ne se sont accumulées que 90 cm de neige,
- La rétention nivale est considérable en montagne et influence donc très fortement le régime d'écoulement, qu'il soit superficiel ou sous-terrain. Les cours d'eau prenant leur source dans le massif ont tous un régime nivo-pluvial. De Mai à Juillet, ce sont entre 40 et 60% de la lame annuellement écoulée qui gonflent les débits de la période de maximum.

1.1.3.2.3. Régime des cours d'eau et crues

De façon similaire, l'allure des cours d'eau se définit par abondance et irrégularité. Encore une fois, l'été et l'hiver sont les périodes où les débits sont les plus bas. En été, les faibles précipitations et l'évapotranspiration limitent fortement l'apport externe d'eau, la majorité de l'écoulement provient donc d'aquifères souterrains, surtout à la fin de l'été où la fusion des dernières neiges est totalement opérée. L'hiver est encore plus pauvre du fait de l'importante rétention nivale. L'automne et le printemps sont donc les saisons où l'on trouve les débits les plus forts : en automne à cause des pluies abondantes, au printemps à cause de la fusion des neiges. Ainsi, la saison printanière et parfois le début de l'été sont celles où les débits des cours d'eau sont les plus importants. A Guillaumes, les débits minima et maxima du Var peuvent atteindre un rapport supérieur à 100.

Ces remarques lissent en fait un détail beaucoup plus désordonné où les poussées et crues peuvent survenir avec une vitesse et une violence très importantes (Figure 8). Cette irrégularité est fonction de celle du régime des précipitations d'une part et du régime couplé enneigement-température d'autre part.

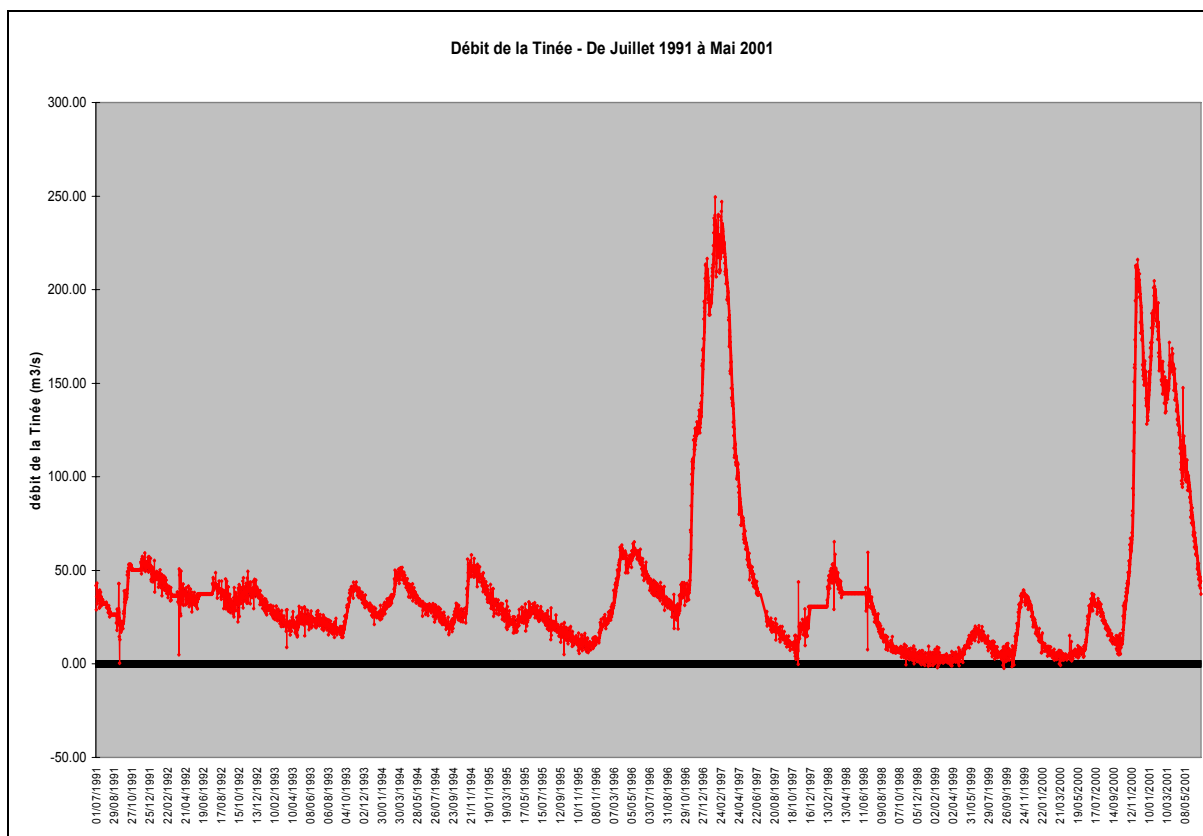


Figure 8: Débit de la Tinée à Saint Etienne de Tinée entre 1991 et 2001

Les précipitations exceptionnelles de 1926 (près de 1 000 mm d'eau en 2 mois) ont conduit à une augmentation importante des débits sur une longue période de temps à l'origine de très nombreux désordres sur les berges et les versant (cf. catastrophe de Roquebillière).

Plus proche de nous, la crue du Var de 1994 survient après un mois d'Octobre pluvieux ayant contribué à la saturation des sols et un second épisode pluvieux de quatre jours qui, du 2 au 5 novembre, déverse plus de 200 mm sur les stations du haut pays (source : http://www.educnet.education.fr/meteo/bases_dt/cata/html/cata2.htm). Les pluies ont été généralisées sur l'ensemble du bassin versant du Var et de ses affluents : ainsi, même si cet épisode n'a pas permis d'enregistrer de records absolus, son étendue géographique est responsable de la montée en charge exceptionnelle des cours d'eau. C'est tout un bassin versant qui a collecté les précipitations progressivement transformées en une véritable "déferlante" qui, avant même d'affecter les quartiers ouest de Nice, a provoqué de nombreuses destructions en amont. La neige a sans doute évité des dégâts plus importants : les précipitations qui sont tombées sous cette forme au dessus de 1 800 m ont été retenues, capitalisées, et n'ont pas alimenté l'onde de crue. Le débit du Var qui est ordinairement de 50 à 100 m³/s est monté en l'espace de quelques heures à 1000 m³/s et a atteint 3 200 m³/s (Deux fois le débit moyen du Rhône et équivalent à celui du Nil).

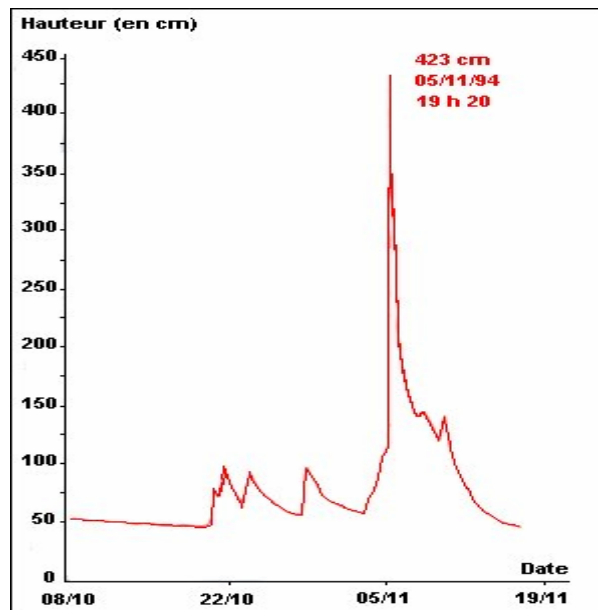


Figure 9: Le graphique ci-contre montre les variations des hauteurs d'eau écoulées par la Var du 8 octobre au 18 novembre 1994 et le pic de la crue le 5 novembre. Il a été établi d'après les données de la DIREN PACA. Les mesures ont été effectuées au Pont Napoléon III, à l'embouchure du Var.
http://www.educnet.education.fr/meteo/bases_dt/cata/html/cata2.htm

1.1.3.2.4. Synthèse sur les régimes climatiques (Source : parc National du Mercantour)

Le climat du massif présente une forte variabilité géographique. Les 2 lignes de partage des eaux (entre Ubaye et versant Méditerranéen, et entre versants français et italien) définissent 3 zones climatiques bien différenciées. Le secteur Nord, sur le versant Ubaye du col d'Allos au col de la Bonette, bloque toute perturbation venant du nord ou du nord-ouest. Le secteur Est (frontalier), du col de Larche au col de Tende, subit quant à lui de plein fouet les vents d'est, appelés localement «Lombarde». Enfin, les vallées de la zone méridionale, en zone pré-alpine, canalisent les remontées de sud et sud-ouest d'air humide méditerranéen, favorisant les déclenchements orageux. À ces 3 déterminismes climatiques se superposent des influences locales liées à l'orientation des vallées, à la proximité de la mer, et au relief. L'influence de ce dernier se traduit notamment par un gradient thermique altitudinal élevé ($-0,55^{\circ}\text{C}$ par 100 m) et une forte opposition adret-ubac.

Le versant Ubaye

Les flux de sud et sud-ouest apportent d'abondantes précipitations sur ce secteur. La douceur de ces influences se traduit par une limite pluie-neige située parfois à plus de 2 500 m d'altitude. Des précipitations hivernales supplémentaires proviennent d'un régime de nord-ouest avec blocage sur le versant ubayen et d'un débordement limité sur le Haut-Verdon, le Haut-Var, et la Haute-Tinée. Les quelques précipitations apportées par les régimes d'ouest restent quant à elles souvent faibles. Alors que les vents d'est (Lombarde) ne parviennent pas jusqu'à ce secteur, trop éloigné de la crête frontalière, c'est le Mistral qui vient généralement mettre un terme rapide et violent à ces situations perturbées. L'éloignement de la mer rend l'Ubaye inaccessible à la brise marine, les orages d'été y sont moins fréquents que sur le reste du massif.

Le secteur frontalier

Ici aussi, ce sont les perturbations venues du sud et sud-ouest qui sont les plus actives; elles sont encore renforcées par le retour d'est de la dépression de Gênes, alors que le mauvais temps semble s'éloigner vers l'Italie. L'effet de «Lombarde» maintient souvent un rouleau de nuages accroché aux sommets frontaliers, accompagné d'averses et de vents violents en altitude. Les régimes d'ouest sont peu actifs dans ce secteur, et ceux de nord et nord-ouest y sont totalement asséchés. Les orages d'été se répartissent de façon inégale entre les parties nord et sud de la crête frontalière. La partie sud, de la Haute-Vésubie à la Haute-Roya, est très orageuse en raison de la proximité de la mer et de l'ouverture des vallées aux influences maritimes, du fait de leur orientation nord-sud. La partie nord en revanche, de la Haute-Tinée à la Haute-Ubaye, bénéficie l'été d'après-midi plus stables, car l'air marin ne peut y pénétrer que par l'étroite et sinueuse vallée de la Tinée.

La zone pré-alpine

Enfin, les contreforts sud du Mercantour cumulent les particularités des 2 secteurs précédents. Totalement soumise aux remontées des perturbations de sud et sud-ouest, cette zone ne subit que rarement, et de façon très atténuée, les flux perturbés de nord, de nord-ouest, et les retours d'est. Les massifs de l'Authion, du Mont Giraud et du Mont Mounier forment la première véritable barrière montagneuse du massif, où ascendances et brises marines génèrent durant l'été de puissants nuages orageux.

1.1.4. L'occupation des sols

On définit le terme occupation des sols comme la répartition surfacique de l'ensemble des activités biologique, morphologiques et anthropiques.

Les Alpes Maritimes, bien que 20^{ème} département le plus peuplé de France avec 1 011 866 habitants au recensement de 1999, montrent une très grande inégalité quant à leur répartition. On trouve une partie côtière densément peuplée, un moyen pays en forte augmentation démographique et un arrière pays montagneux peu peuplé mais dont l'augmentation de la population n'est pas négligeable et est principalement liée au tourisme (+13,4% entre 1975 et 1999).

La population des vallées de la Vésubie, du Haut Var, du Cians et de la Tinée ne dépasse pas les 13 000 habitants. Les principaux bourgs et les effectifs de populations sont présentés en Figure 10. Les zones urbanisées au sein du parc du Mercantour représentent une surface tout à fait réduite et clairsemée (Figure 11). La somme des surfaces des zones habitées, des terres arables et des cultures permanentes est très faible (environ 1,8% - Figure 11) bien que les superficies pastorales ne soient pas comptées (24,76%). Il ne faut cependant pas omettre d'y rattacher les surfaces d'équipements (stations de ski, aménagements hydrauliques, voirie...) dont la maintenance induit la prise en compte de surfaces beaucoup plus importantes pour lesquelles ils sont dépendants. La surface des terrains en lien direct avec les populations et équipements est donc bien plus importante qu'il n'y paraît en première approximation et très difficile à évaluer.

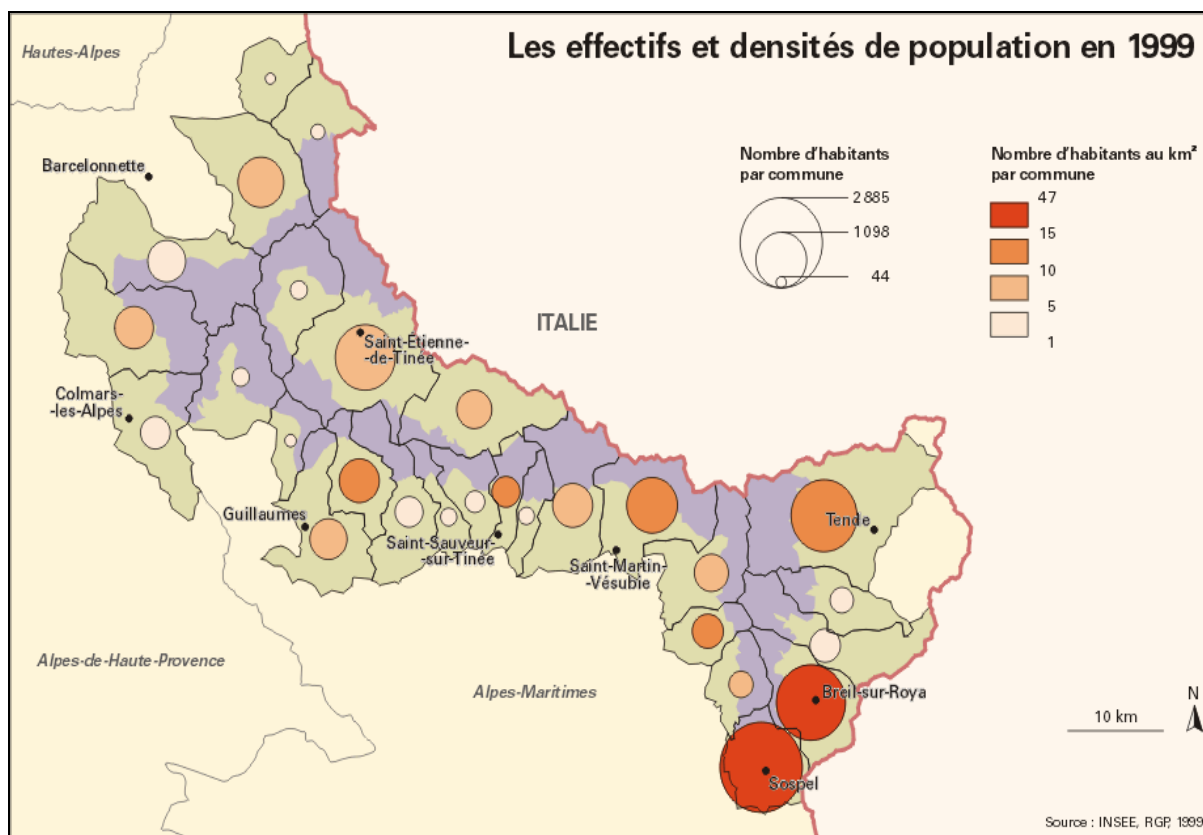


Figure 10: Effectifs et densités de population dans le parc national du Mercantour en 1999
<http://atlas.parcsnationaux.org/mercantour/lmg/C14-01.gif>

Le reste de la superficie des versants et des vallées correspond au milieu naturel (environ 96%) et se partage entre les sols (éboulis, moraines...), les zones humides (rivières, lacs...) et les zones végétalisées (prairies, forêts...).

La forêt tient une place particulière dans cette région où, au-delà de sa variété, fonction de l'altitude, des cultures et des changements climatiques, la surface qu'elle occupe aujourd'hui ne reflète guère la désolation qui existait un siècle et demi auparavant. Selon Blanchard (1960) la végétation a été jadis beaucoup plus fournie et continue qu'aujourd'hui, jadis indiquant la période post-glaciaire. Malheureusement, le déboisement a sévi pendant des milliers d'années sans aucune gestion, tout particulièrement au XIX^{ème} siècle. Les versants étaient déboisés afin de créer des cultures et des pâtures à cause d'un pastoralisme grandissant, déboisés également pour servir la demande croissante en bois d'une population en forte augmentation. Les conséquences sur la stabilité des sols et sur la quantité d'érosion linéaire ont été très importantes. Le service forestier Français, et donc plus tard les RTM, ont donc commencé un reboisement systématique dès les années 1860 : les bassins versants ont été garnis d'arbres et les torrents stabilisés par la création de barrages... La superficie occupée par la forêt a plus que doublé en 150 ans jusqu'à couvrir 40% du territoire du parc national.

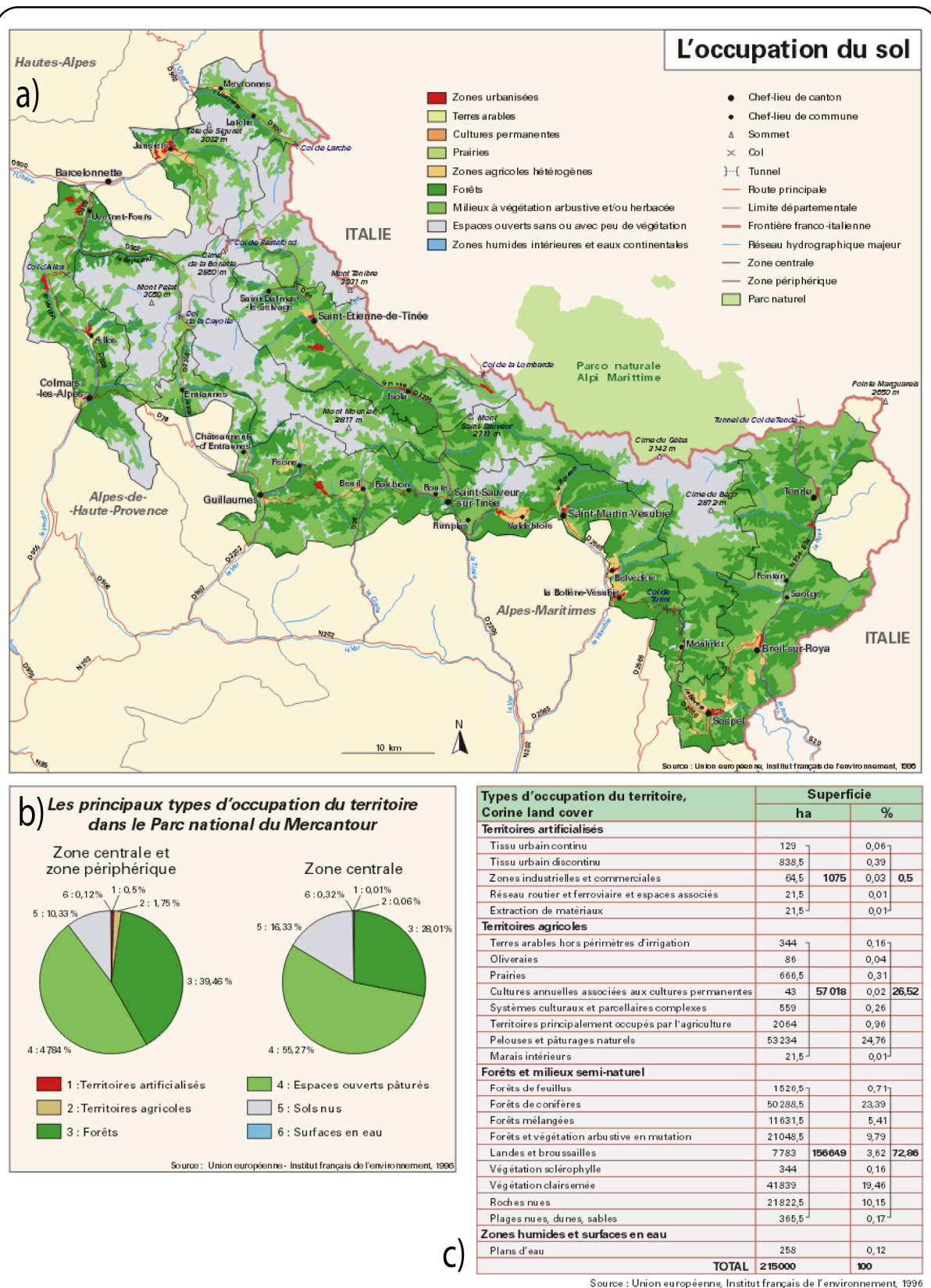


Figure 11: a) Carte de l'occupation des sols dans le parc du Mercantour, b) répartition de l'occupation des sols dans les zones centrales et périphériques du parc, c) répartition détaillée des surfaces d'occupation déterminées d'après le projet Corine Land Cover, issu du programme CORINE, piloté par l'Agence européenne de l'Environnement. (<http://atlas.parcsnationaux.org/mercantour/page.asp?page=36>)

1.2. Cadre Géologique

1.2.1. Place dans la Chaîne Alpine

La chaîne alpine résulte de la collision entre la plaque Eurasiatique et le bloc Apulien par la fermeture de l'océan Téthys-Ligure à partir du Crétacé supérieur (Olivet, 1978).

L'orogène Alpin est large de 200 à 500 km, long de 1200 km de Nice à Vienne et se prolonge par les Carpates. Il forme un enroulement autour de la plaine du Pô donnant une orientation globale N-S dans sa partie occidentale et une orientation globale E-W dans sa partie orientale.

De ces 3 unités continentales et océaniques se distinguent, pour les Alpes centrales à occidentales, deux ensembles séparés par le chevauchement pennique frontal (Argand, 1934) :

- Un domaine interne (Figure 12 et Figure 14) : il correspond à des domaines paléogéographiques océaniques et continentaux, caractérisés par un métamorphisme intense et une déformation pénétrative. On y reconnaît (Jolivet, 1997) :
 - Le domaine briançonnais et une partie du domaine piémontais, qui représentent la partie très amincie de la marge passive (Figure 13), avec une série mésozoïque reposant sur un socle continental ;
 - Le domaine piémontais et ligure, qui représentent l'océan alpin (ophiolites et sédiments océaniques - Figure 13).

On peut noter que le briançonnais le plus interne affleure au cœur des fenêtres perçant la nappe des schistes lustrés (domaine piémontais), ces massifs sont connus sous le nom de massifs cristallins internes (Mt Rose, Grand Paradis, Dora Maira).

On parle également de domaines penniques (Figure 12).

- Le domaine sud alpin (ou austro-alpin), uniquement préservé dans la nappe de la Dent Blanche et dans le domaine d'Ivrée. On y trouve un socle polymétamorphique en partie préservé du métamorphisme de haute pression.
- Un domaine externe (Figure 12 et Figure 14) : il compose le domaine dauphinois dans les Alpes franco-italiennes et le domaine helvétique dans les Alpes suisses. Il représente la plateforme et le domaine peu aminci de la marge passive (Figure 13). Une série mésozoïque épaisse (chaînes subalpines) repose sur un socle métamorphique comparable à celui du Massif Central et qui affleure au niveau des massifs cristallins externes (Aar-Gothard, Aiguilles rouges, Mt Blanc, Belledonne, Pelvoux et Argentera - Figure 12)

On ajoute à ces deux ensembles les nappes de flyschs, affleurant dans l'Embrunnais-Ubaye et dans les Alpes Maritimes. Elles sont limitées à l'Est par le front Briançonnais et charriées sur les zones externes Dauphinoises. Les deux nappes du Parpaillon et de l'Autapie (Figure 15) sont d'âge Crétacé supérieur et montrent des lambeaux tectoniques d'origine briançonnaise et océanique (Jolivet, 1997).

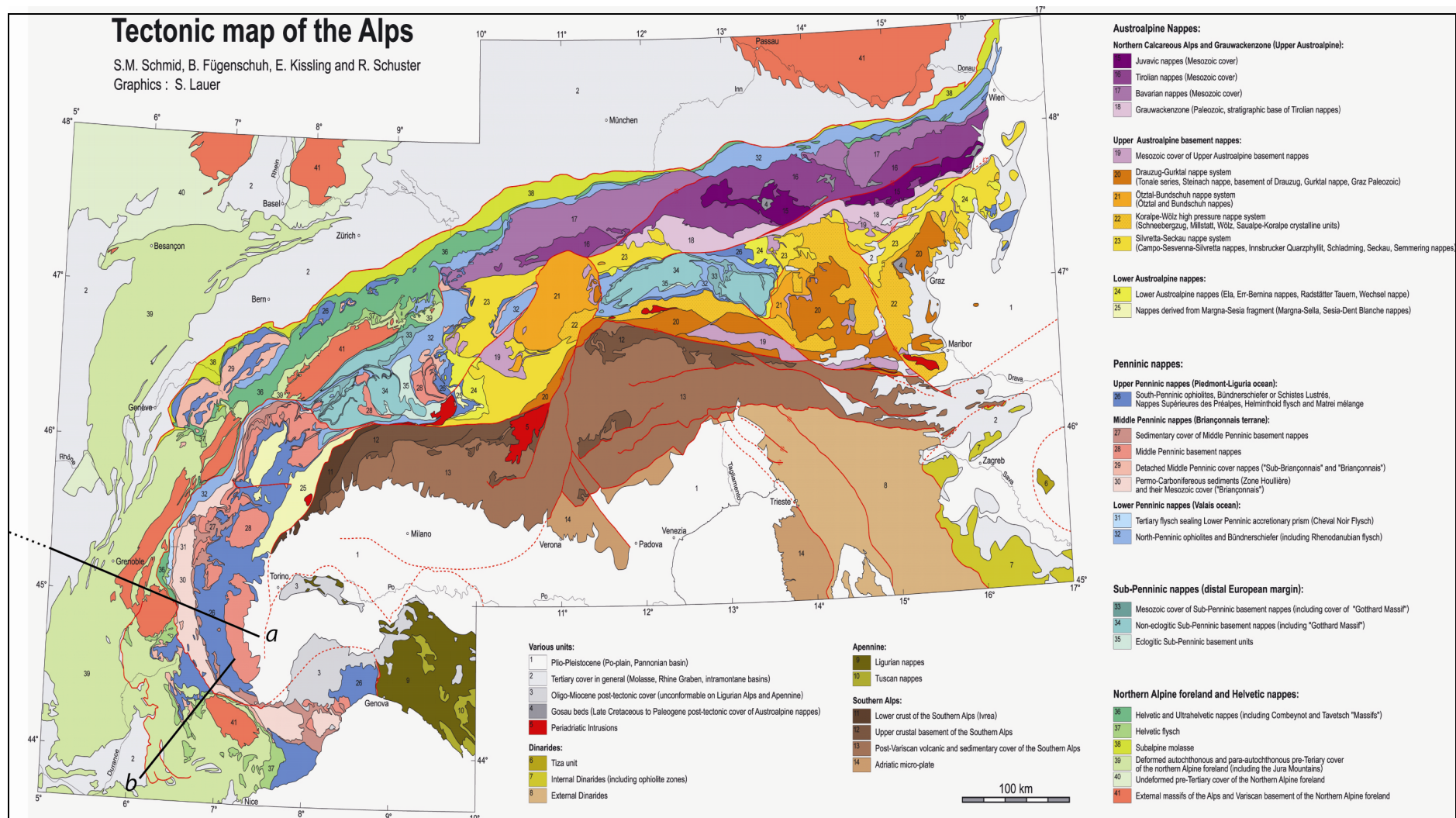


Figure 12 : Carte tectonique des Alpes et emplacement des coupes générales occidentales a et b (Figure 14)
(Schmidt et al., 2004 - http://pages.unibas.ch/earth/tecto/images/Tektonische_Karte.gif)

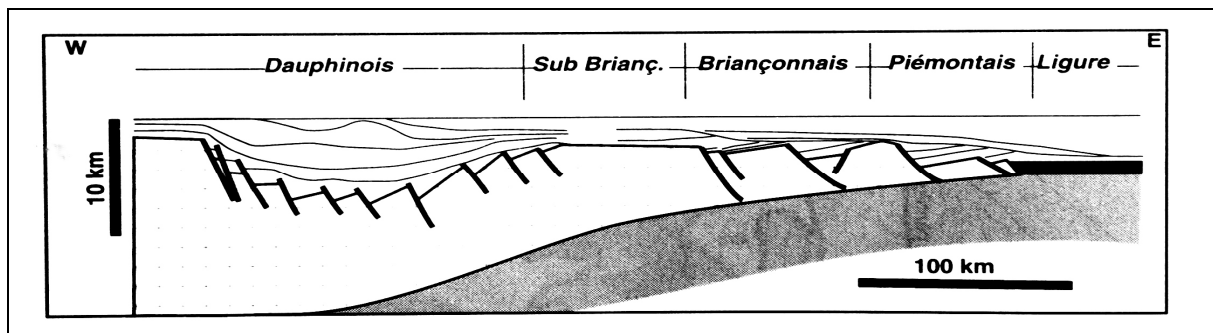


Figure 13 : Reconstitution paléogéographique de la marge européenne avant la compression Alpine. Mascle et al., 1986

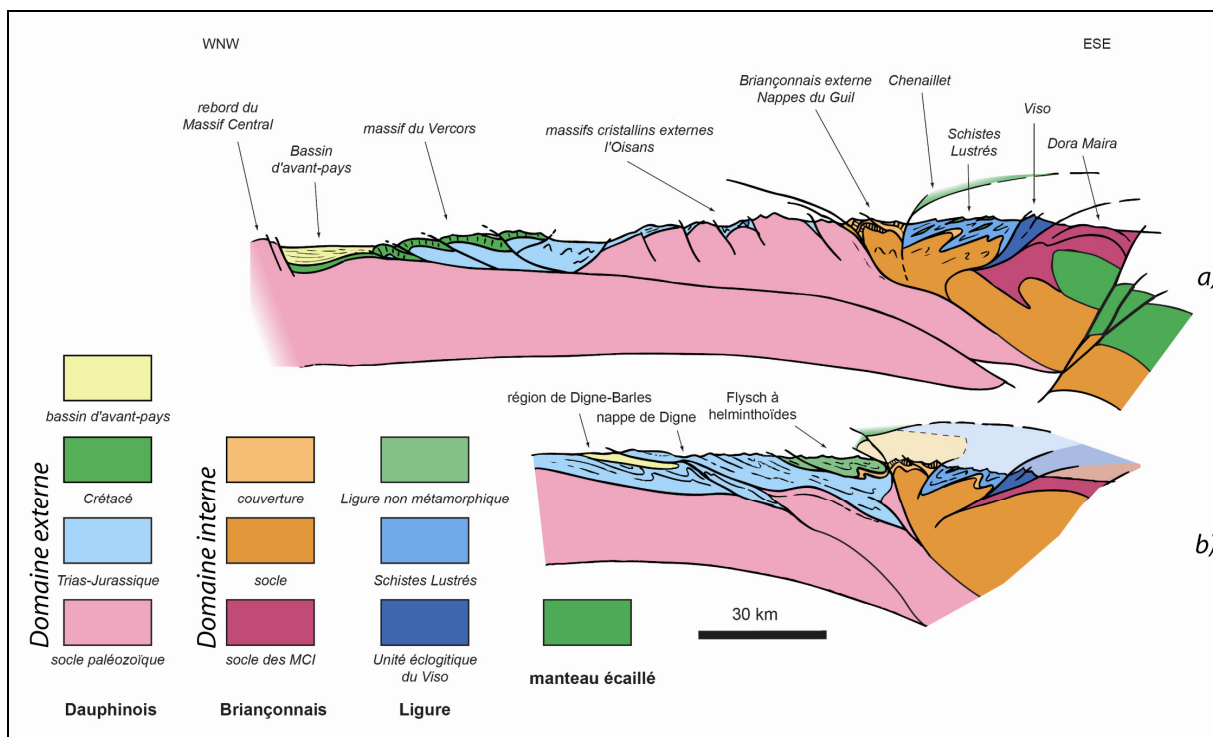


Figure 14: Coupes d'échelle crustale au travers de l'arc alpin. Leur tracé est reporté sur la Figure 12 (Lallemand et al., 2005)

1.2.2. Structure du Massif

Le massif de l'Argentera (Figure 15) est le plus méridional des massifs cristallins externes. Il correspond au socle Varisque européen et est divisé en deux unités métamorphiques principales (Faure Muret, 1955 ; Bogdanoff, 1986) séparées par une zone de cisaillement mylonitisée orientée N120-140 appelée zone de Valetta-Molière (Malaroda et al., 1970).

Ce socle est surmonté (Figure 15) par les unités sédimentaires dauphinoises tégumentaires plissées (séries permien à triasiques) et parfois pincées (Vernet et al., 1965, Stéphan et al., 2000). Le reste de cette couverture sédimentaire (Mésocène-Cénozoïques) est décollée (qualifiée de faux autochtone par Fallot, 1949) le long de la bordure ouest du massif au niveau des formations évaporitiques du Keuper et de la base du Muschelkalk (Fallot, 1949). Il faut rajouter à cette couverture une unité charriée parautochtone (Unité du Col de Tende) au Sud-Est du massif de l'Argentera et définie par Lanteaume (1962).

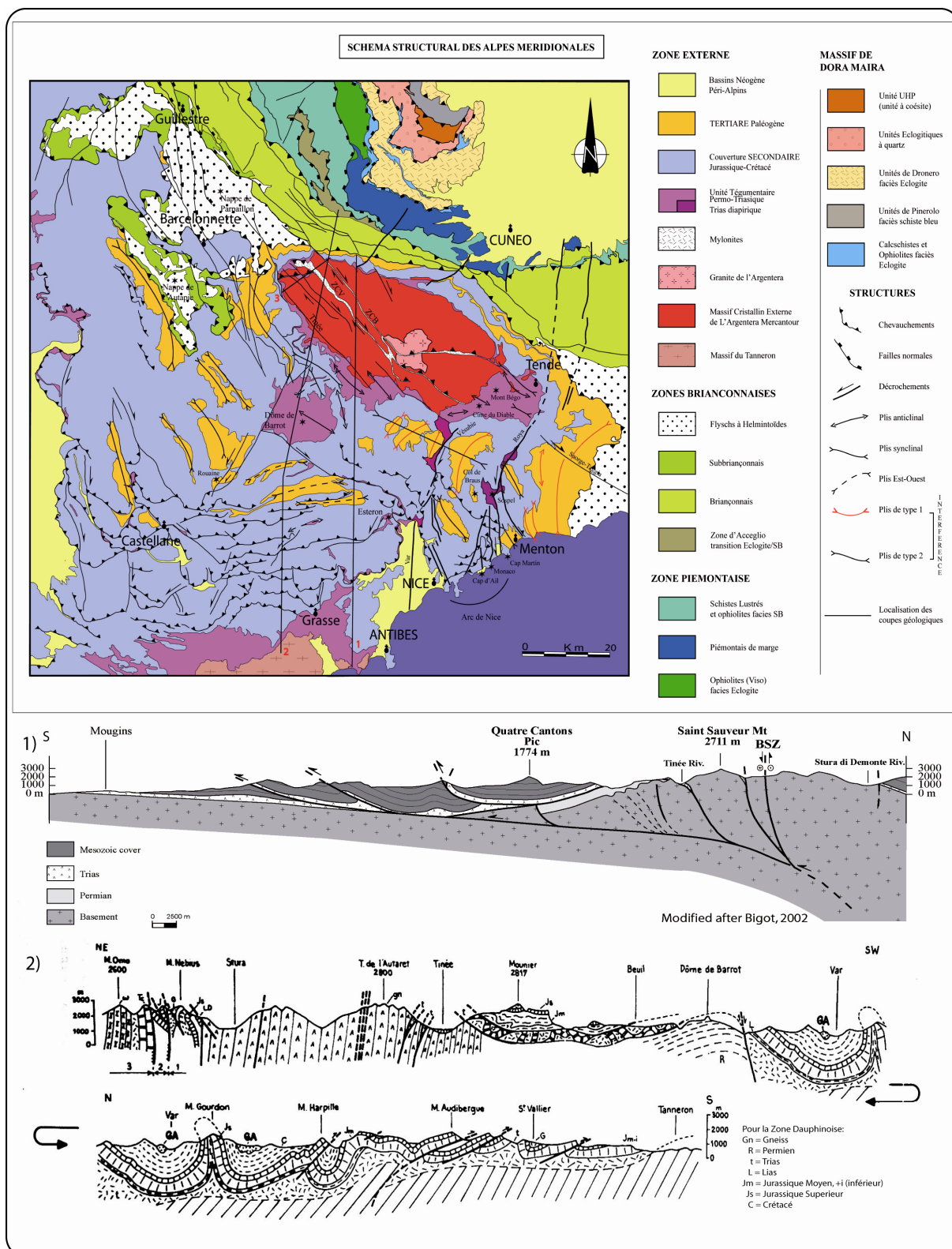


Figure 15: Carte structurale du massif de l'Argentera et de sa couverture au sein des Alpes Méridionales (modifiée d'après Schreiber, 2005).

- 1) Coupe générale des structures actives alpines d'échelle crustale selon Bigot Cormier (2002),**
- 2) Coupe générale représentant les relations stratigraphiques et les déformations supérieures (D'après Julian, 1980)**

1.2.2.1. Structures observables du massif et de sa couverture

1.2.2.1.1. Lithostratigraphie de la bordure Ouest de l'Argentera Mercantour (Figure 17)

1.2.2.1.1.1. Le socle et son tégument

Le massif de l'Argentera Mercantour se compose de deux ensembles pétrographiquement distincts mais structuralement soudés le long d'un accident longitudinal mylonitisé (zone de la Valetta Molières) (Julian, 1980). Il présente les plus vastes affleurements tégumentaires Permo-Triasiques des massifs cristallins externes, reposant en discordance sur le socle au sud et à l'ouest du massif, et restant solidaire pendant l'orogénèse Alpine.

Le socle cristallin

- Le complexe occidental

A. Faure Muret (1955) lui a donné le nom de complexe de la Tinée. Il se développe sur les 2 versants de la crête axiale, jusqu'au vallon de Chastillon (Guerche) puis, au-delà, dans les vallons de Mollière et de Valdeblorre (Julian, 1980).

Il comprend 3 séries principales assez bien différenciées (Faure-Muret, 1955) :

- Une série de gneiss à plagioclase, biotite, sillimanite (série de Varellos),
- Une série de migmatite plagioclasique à deux micas (série d'Anelle) avec des intercalations d'amphibolites et une intrusion massive de diorite quartzique (série d'Iglière),
- Une série de gneiss ocellés à deux micas (série de Rabuons).

Ces séries plissées présentent globalement une foliation souvent proche de la verticale ou bien de pendage vers le NE avec une orientation moyenne N130.

- Le complexe oriental

La variété pétrographique y est plus importante. Deux complexes distincts y sont observés (Faure-Muret, 1955) :

- Le complexe de Chastillon-Valmasque comprenant une série de gneiss à biotite-amphibole (gneiss de Chastillon) et une série d'anatexites hétérogènes micacées (anatexite de Fenestre),
- Le complexe de Malinvern-Argentera comprenant des anatexites et un granite leucocrate à deux micas (Granite de l'Argentera).

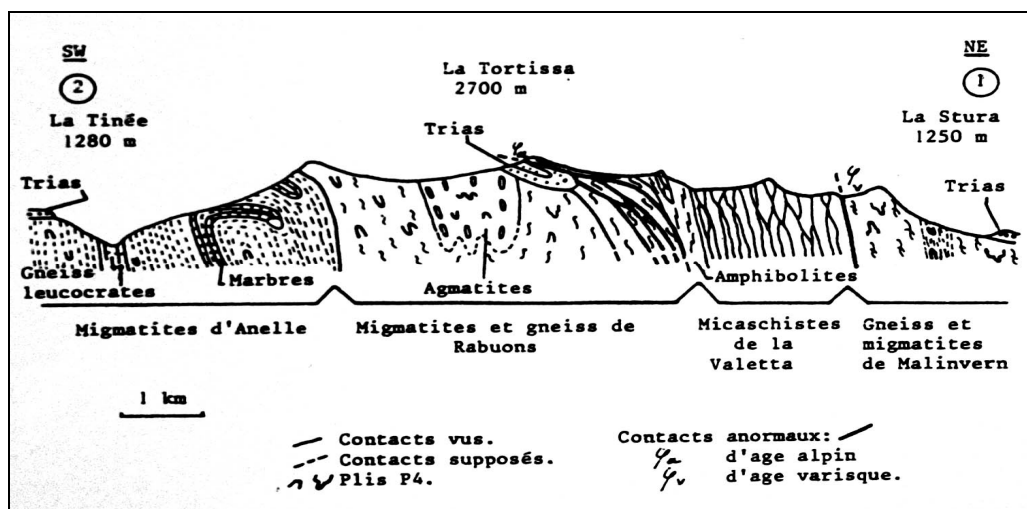


Figure 16 : Coupe au travers du socle métamorphique de l'Argentera (Bogdanoff, 1986)

Le tégument permo-triasique

- Le Permien

L'épaisseur et la composition de cette formation sont très variables puisqu'elle correspond à du remplissage de fosses subsidentes. Leur puissance peut atteindre 3 000 m en Vésubie (Vernet, 1963), 2 000 m dans la zone des Merveilles, 1 000 m dans la moyenne Tinée jusqu'à totalement disparaître en laissant le trias être en contact direct avec le socle (ex : Haute Tinée). Ces formations hétérogènes peuvent être simplifiées en deux séries distinctes (Oumarou, 1976):

- Une série inférieure détritique grossière (série de Bégo) d'une puissance pouvant atteindre 2 000 m,
- Une série supérieure représentée par une épaisse formation (jusqu'à 1 000 m) de pélites rouges (série de Capeiroto).

- Le Permien du Dôme de Barrot

Il y figure une épaisseur de plus de 900 m de pélites rouges de la série supérieure entaillées par les gorges de Daluis et du Cians. Cette formation a été comparée à celle de l'Esterel par Bordet (1950) et Boucarut (1971).

- Le Trias gréseux de base

Il affleure en discordance angulaire peu marquée sur le socle ou le tégument permien. Il est adhérent au socle dont il épouse les déformations (Julian, 1980). La formation est très hétérogène. L'épaisseur est variable, entre 60 et 100 m. Il se termine par une couche pélitique de couleur violacée pouvant atteindre 25m d'épaisseur.

- Le Trias moyen et supérieur

Les formations triasiques sont essentiellement calcaires et karstifiées. Elles débutent par 50 à 100 m de Muschelkalk, comprenant un complexe de cargneules inférieures, avec gypse, des calcaires noirs et des cargneules supérieures. Au dessus viennent quelques dizaines de mètres de Keuper, avec, de bas en haut, des cargneules, des calcaires verts et rouges, des calcaires dolomitiques jaunes et des argilites vertes. Le Rhétien est représenté par 20 m de pélites versicolores surmontées par un banc de grès et par 10 m de pélites beiges.

Les cargneules forment des coussins de décollement pour la couverture supérieure, elles ont fréquemment une allure de brèches tectoniques (Lanteaume, 1962). Le trias est fortement plissé aux abords de ces niveaux de décollement (Julian, 1980).

1.2.2.1.1.2. La couverture décollée

Tégument et socle sont recouverts en discordance par une couverture sédimentaire mésozoïque à cénozoïque présente aux bordures du massif, décollée le long de la bordure ouest au niveau des formations triasiques du Keuper et du Muschelkalk (Fallot, 1949, Fallot et Faure-Muret, 1949). Cette couverture sédimentaire peut être épaisse de 2 300 à 3 000 m (Kerchove, 1969).

- Lias inférieur :

Hettangien : Dans le cirque d'Auron, il est constitué par 15 m de calcaire oolitique, 5 m de calcaire à silex et 10 m de calcaire noir (biosparite) à gryphées.

Sinémurien : observable vers Valdeblorre, il est constitué de 25 m de calcaires à entroques se terminant par un banc à nodules phosphatés surmonté par 5 m de schistes noirs. L'Hettangien semble absent dans cette partie Est du massif.

- Lias supérieur :

Représenté par 50 m de calcaires noirs, argileux, à chailles abondantes, à patine beige, en bancs décimétriques séparés par des lits plus marneux. Il se termine par un "hardground" comprenant des ammonites remaniées, des nodules phosphatés et des traces de rubéfaction.

- Jurassique moyen (Bathonien à Bajocien) :

Il est marqué par l'alternance de marno-calcaires et de marnes, à patine grise et à cassure noire. *Cancellophycus* y est abondant et l'on retrouve de rares ammonites et bélemnites. Les bancs sont plus massifs à la base et deviennent de plus en plus marneux vers le haut assurant ainsi une transition lithologique avec les terres noires superposées. L'ensemble présente une épaisseur de 100 m environ.

L'ensemble Lias + Jurassique moyen peut toutefois atteindre une épaisseur de 250 m entre le massif du Mounier et le Dôme de Barrot (Julian, 1980).

- Jurassique supérieur :

Callovo-oxfordien (terres noires) : Il est composé de marnes bleu noir souvent à patine brune, très rarement fossilifères et sans microfaune. Elles débutent à la base par un lit de calcaires biodétritiques roux. Vers le haut, ces niveaux passent à des lits de calcaires noirs continus à petites chailles. L'épaisseur de la série marneuse monotone est en moyenne de 300 m (superbement représentée dans le secteur Camp des Fourches) mais peut atteindre 400 m au Nord-Ouest du dôme de Barrot.

Kimmeridgien, Tithonique : il est constitué par des bancs de calcaires noduleux, gris à beige, formant la base de la barre tithonique (20 à 150 m). Cette barre constitue le repère stratigraphique le plus visible de la région. Elle est formée de calcaires durs et massifs, noirs à la cassure, beaucoup plus clairs à l'affleurement, présentant de nombreuses chailles. L'épaisseur des bancs, décimétriques à la base augmente fortement vers le haut où elle devient métrique.

- Crétacé inférieur :

L'ensemble présente des passages latéraux de faciès importants et s'amenuise globalement vers l'Est.

Néocomien, Barrémien : ils sont représentés par une alternance de calcaires (à la base) et de marno-calcaires (au sommet) de teinte noire, très fins, homogènes avec des lit marneux souvent boudinés. On note de fréquentes inclusions de pyrite. L'épaisseur de la formation est de 200 m environ. Dans la région d'Ilonse (Basse Tinée) et à l'ouest de Guillaumes (Haut Var), la formation peut atteindre 500 m alors que dans la Vesubie elle ne présente qu'une vingtaine de mètres de calcaire.

Aptien-Albien : Il débute par 40 m de calcaires argileux gris clairs à intercalations de marnes grises. Au dessus viennent 90 m de marnes noires monotones, peu fossilifères et souvent confondues avec les terres noires de l'Oxfordien. A 30m au dessous du sommet, deux bancs métriques de calcaire marneux glauconieux (vert) évoquent les faciès de l'Albien.

- Crétacé supérieur :

Il s'agit d'un complexe de calcaires et de marno-calcaires un peu sableux, bien lités, généralement sans fossiles. L'épaisseur de la formation varie entre 200 et 600 m en fonction des conditions d'érosion pré-nummulitique (Julian, 1980).

- Eocène :

Couches à microdium : Il surmonte en discordance stratigraphique le Crétacé terminal et est caractérisé par un conglomérat à éléments généralement calcaires, cimenté par des microdiums (encroûtement de calcite d'origine algaires), d'épaisseur variable (10 m maximum). Cette formation diachronique (post sénonien, ante nummulitique) marque la base des sédiments tertiaires.

Calcaires à nummulites : ils sont composés de bancs de calcaires gris, renfermant de nombreuses nummulites et surmontés par des calcschistes gris-clairs. L'ensemble, daté de l'éocène supérieur (Lutétien- Priabonien) mesure environ 10 m d'épaisseur.

- Oligocène :

On passe progressivement des calcschistes nummulitiques à la formation superposée par des lits de plus en plus silteux, pour arriver à un complexe de grès très durs, formé presque exclusivement de grains de quartz très fins, dans lesquels alternent lits minces ou laminites avec des gros bancs compacts. Les gros bancs de type flysch présentent un granoclassement très net, avec à leur base, un niveau conglomératique relativement grossier. L'épaisseur est considérable (jusqu'à 600 m aux Lac d'Allos) bien qu'en partie démantelée par l'érosion. Stériles, les grès sont attribués à l'oligocène (superposés au Priabonien).

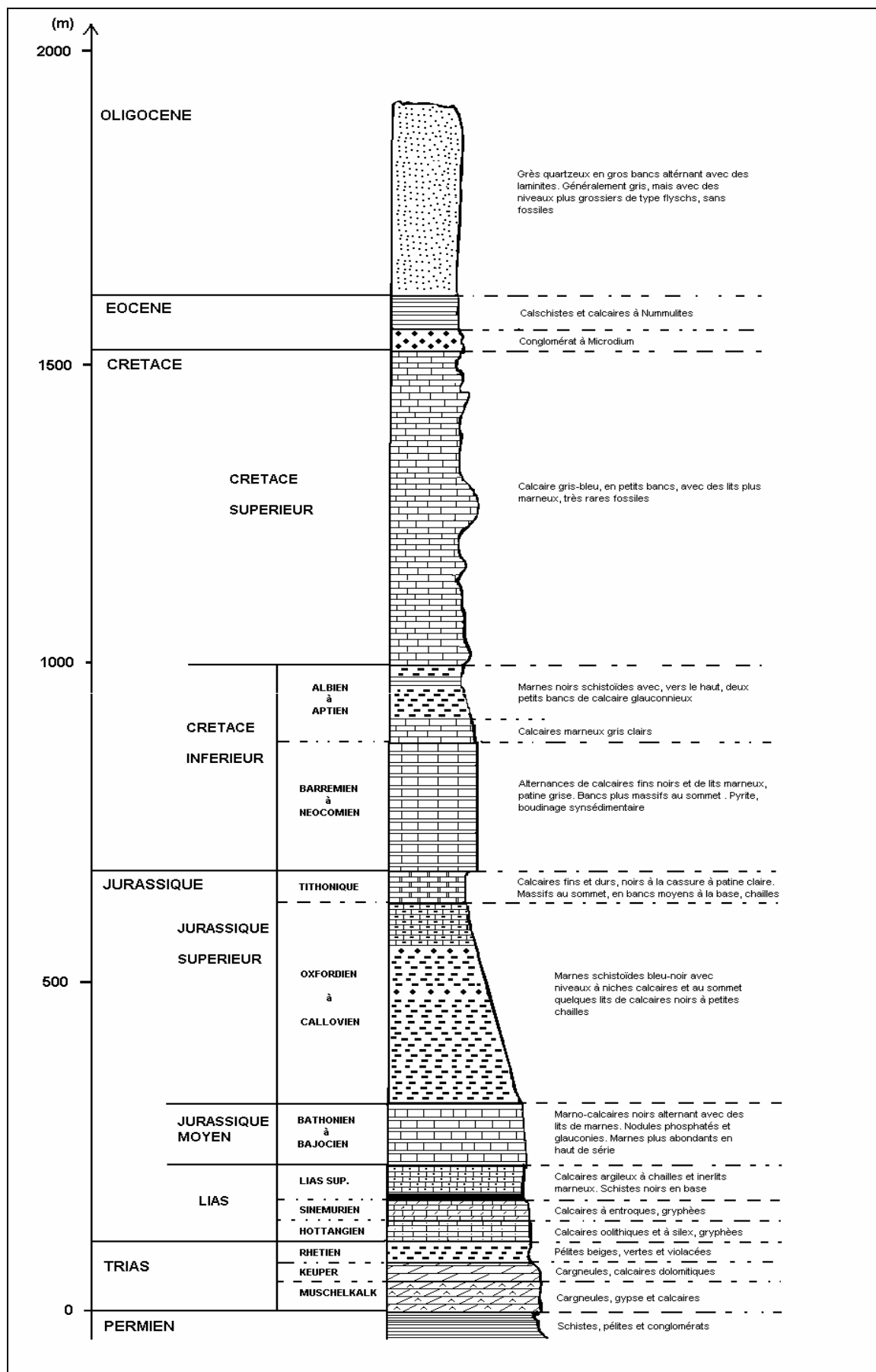


Figure 17 : Log stratigraphique de la Couverture Mésozoïque Dauphinoise du massif de l'Argentera (Jomard, 2003)

1.2.2.1.2. Déformations

Les déformations observables dans le massif cristallin résultent de la superposition des orogénèses Varisques et Alpines (Bogdanoff, 1986 ; Corsini et al., 2004). Les formations sédimentaires n'ont enregistrées que les déformations carbonifères à actuelles.

1.2.2.1.2.1. Le socle Varisque

Bogdanoff (1986) décrit 5 phases de déformations varisques (et Calédonienne ?) à l'origine de la majeure partie de la structure des blocs du massif et en majorité préservées lors du cycle Alpin (Bogdanoff, 1986 ; Corsini et al., 2004). Il distingue ainsi (Figure 18) :

- Les éclogites et granulites en reliques dans des amphibolites, témoins d'une tectonique et d'un métamorphisme précoces (D1). Rubatto et al. (2001) proposent l'existence d'un seul événement éclogitique HP-HT Ordovicien (443-332 Ma) ou deux événements distincts, Ordovicien (459-443 Ma) et Dévonien non-éclogitique,
- La foliation S2 postérieure pénétrative et affectant les formations d'Anelle, de Rabuons, de Malinvern et probablement de la Valetta. Rubatto et al., (2001) proposent également l'origine du métamorphisme amphibolitique à 323 ± 12 Ma,
- Des déformations postérieures D3 et D4 édifiant le motif structural actuel du massif,
- Une déformation D5 peu pénétrative et peu marquée.

Le granite central sub-alkalin de l'Argentera recoupe ses ensembles en développant une auréole de métamorphisme de contact (Boucarut, 1967), daté à 285-293 Ma (Ferrara et Malaroda, 1969 ; Monié et Maluski, 1983). Ce granite Stéphanien supérieur/ Permien inférieur témoigne de la fin du cycle varisque et annonce le dépôt des premiers sédiments.

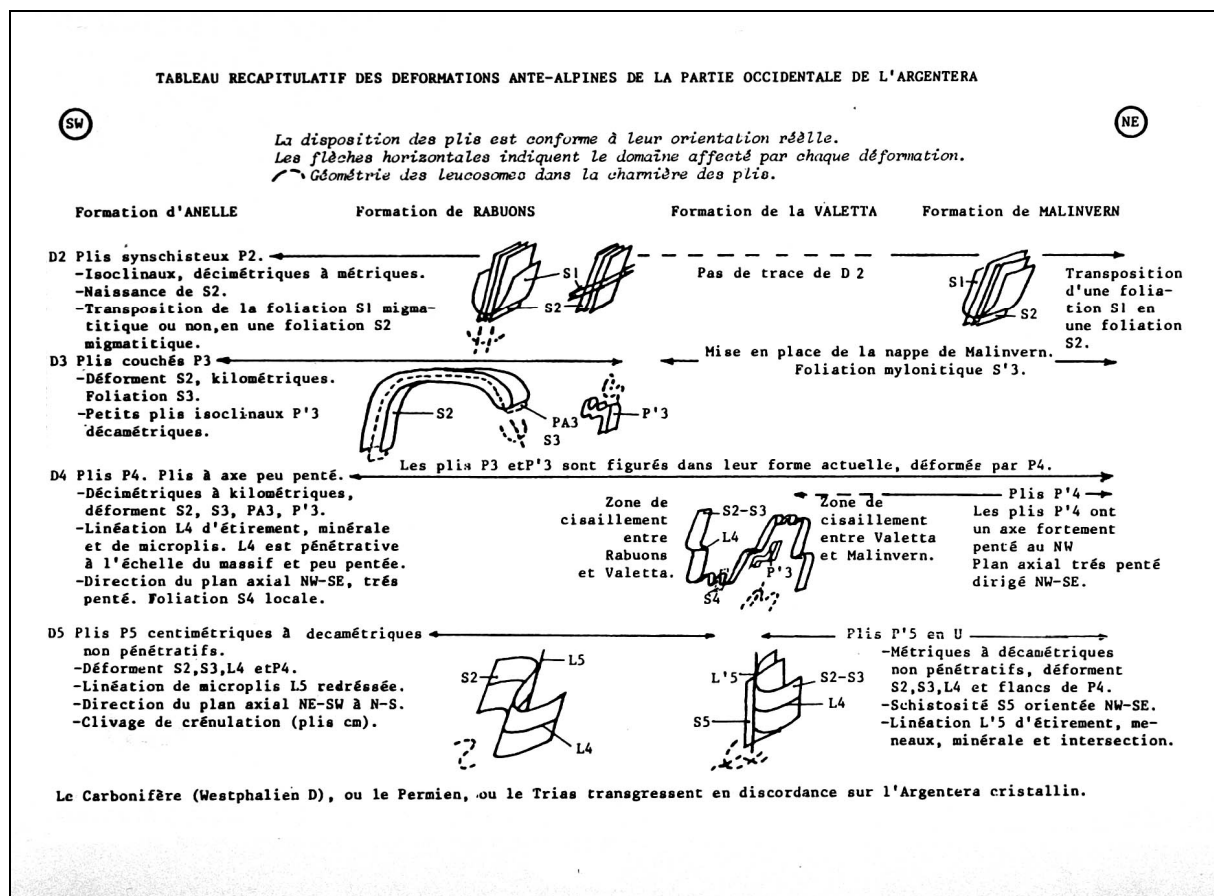


Figure 18 : Les déformations varisques du socle (Bogdanoff, 1986)

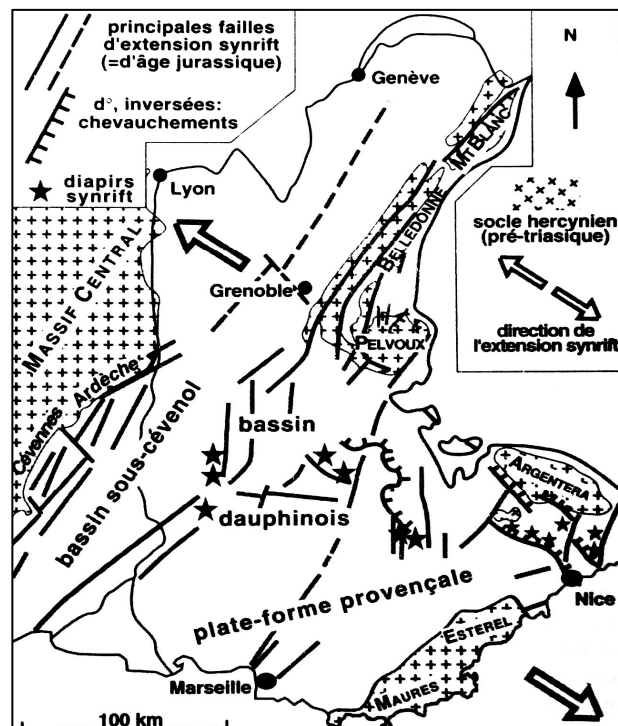
L'histoire hercynienne se termine par une tectonique en extension dès le Carbonifère en liaison avec l'effondrement de la chaîne Varisque et le retour à l'équilibre de la croûte continentale surépaissie. C'est une période durant laquelle se forment des bassins sédimentaires Carbonifères et Permien à la faveur de failles normales, de décrochements et d'une subsidence différentielle. Le massif est découpé en une série de blocs basculés à l'origine de la grande hétérogénéité des épaisseurs de dépôts permien (Delteil et al., 2003). Guardia et Ivaldi (1996) indiquent le fonctionnement de failles subméridiennes lors de la formation des fossés carbonifères (responsables de l'orientation de la basse vallée du Var et des alignements de lacs de la région des Merveilles-Valmasque) et d'orientations N090°E au Permien (déterminant l'apparition du fossé de l'Esterel).

La dislocation se poursuit par une extension N060°E jusqu'au Trias moyen mais n'aboutira pas à l'ouverture de la Téthys (Bourbon et al., 1977), la discordance angulaire entre Permien et Trias est faible.

Le début de l'océanisation Téthysienne et du cycle Alpin semble s'amorcer au Trias supérieur (225 Ma – Lemoine et al., 2000), elle sera atteinte en tant que telle au Dogger supérieur. L'extension est orientée N150°E (Mégard-Galli et Faure, 1988) et aboutit à la formation de l'océan Téthys-Ligure. Les orientations subméridiennes et E-W sont remobilisées (Guardia et Ivaldi, 1996). C'est cependant l'établissement et le fonctionnement de failles de transfert N120-140°E (direction Argentera) et la mise en place de blocs basculés N040°E qui domine (Dardeau, 1987 ; Lemoine et al., 2000).

Le canevas paléogéographique alpin est profondément modifié dès le début du Jurassique Supérieur, la manifestation d'un rifting provençal non océanisé jusqu'au Crétacé inférieur (Synchrone de l'océanisation Valaisane), fait rejouer une partie des failles N040°E en décrochements et consécutivement une partie des failles N120°E en chevauchements (Figure 19 - Graciansky et al., 1987 ; Lemoine et al., 2000).

Figure 19: Carte des principales structures syn-rift d'âge Jurassique dans les Alpes Occidentales. Les blocs basculés et failles normales qui en résultent sont relativement bien conservés dans les Alpes externes (Lemoine et al., 2000)



Chronologie

La convergence du bloc Apulien vers le bloc Eurasiatique débute au cours du Crétacé supérieur et se traduit par la subduction de la marge Liguro-Piémontaise sous la marge Apulienne (Debelmas, 1975). La fermeture totale de l'océan Liguro-Piémontais et la collision continentale débute il y a 50 Ma (Lemoine et al., 2000). La figure 20 résume et replace les événements Alps jusqu'à la collision.

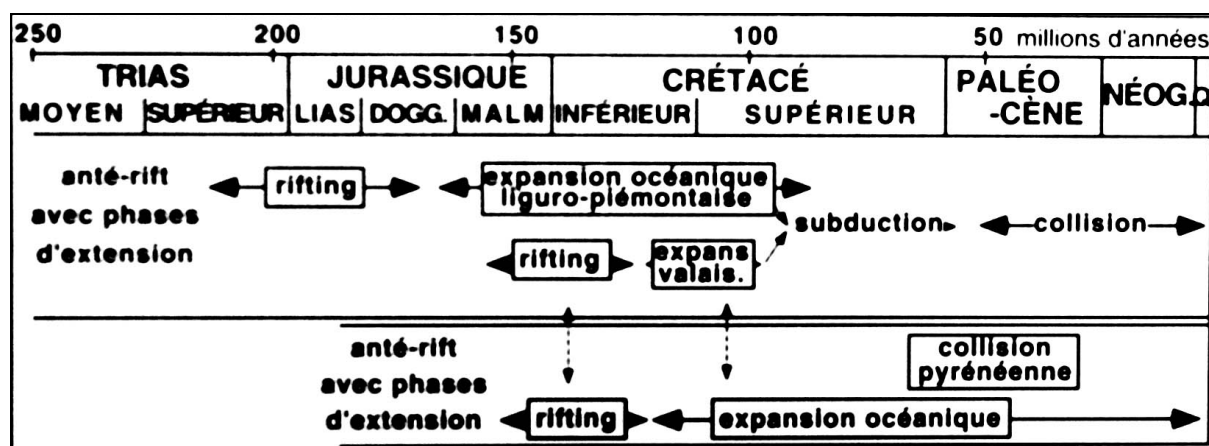


Figure 20 : Récapitulation de l'histoire des Alpes centrales et occidentales (au dessus), comparée avec celle de l'Atlantique Nord (au dessous). (Lemoine et al., 2000)

La nappe de flysch à Helminthoïdes (d'âge Crétacé supérieur-Paléocène) est chariée fin Eocène-début Oligocène en milieu sous-marin sur l'autochtone (Tricart, 1984), impliquant le décollement de la couverture Mésozoïque (Figure 21 - Siddans et al., 1984). A partir de l'Oligocène inférieur, l'autochtone (Argentera et couverture) est progressivement enfoui sous les nappes internes par épaissement crustal (Figure 21). La déformation est essentiellement Alpine mais avec une influence pyrénéo-provençale certainement non négligeable (Dumont et al., 1997 ; Lemoine et al., 2000).

Une phase compressive au Miocène moyen entraîne la déformation des couvertures superficielles et l'édification des arcs de Nice et de Castellane (Figure 21 et 22 - Laurent, 1998, Laurent et al., 2000). L'édifice de nappes internes est replissé et rétrodéversé au Miocène inférieur (Dumont et al., 1997), la surrection des massifs cristallins externes et en particulier celui de l'Argentera débute alors (Tricart, 1982, 2004 ; Bogdanoff, 2000 ; Bigot Cormier 2000, 2006).

Parallèlement le rifting arrière arc Ligure (Figure 22) débute à l'Oligocène supérieur (daté entre 30 Ma et 26 Ma, Séranne, 1999 ; Jakni, 2000 dans Bigot Cormier, 2002). Il fait suite à la mise en place d'un second plan de subduction apenninique (Réhault et al., 1984 ; Jolivet, 1997 ; Jolivet et Faccenna, 2000), qui s'accompagnera de la rotation antihoraire du bloc Corso-Sarde (Réhault et al., 1974).

Ce bref résumé des épisodes de la compression alpine dans la zone de l'Argentera sous-tend l'hétérogénéité des contraintes subies durant l'édification de la chaîne et indirectement l'hétérogénéité des déformations qui en résulte.

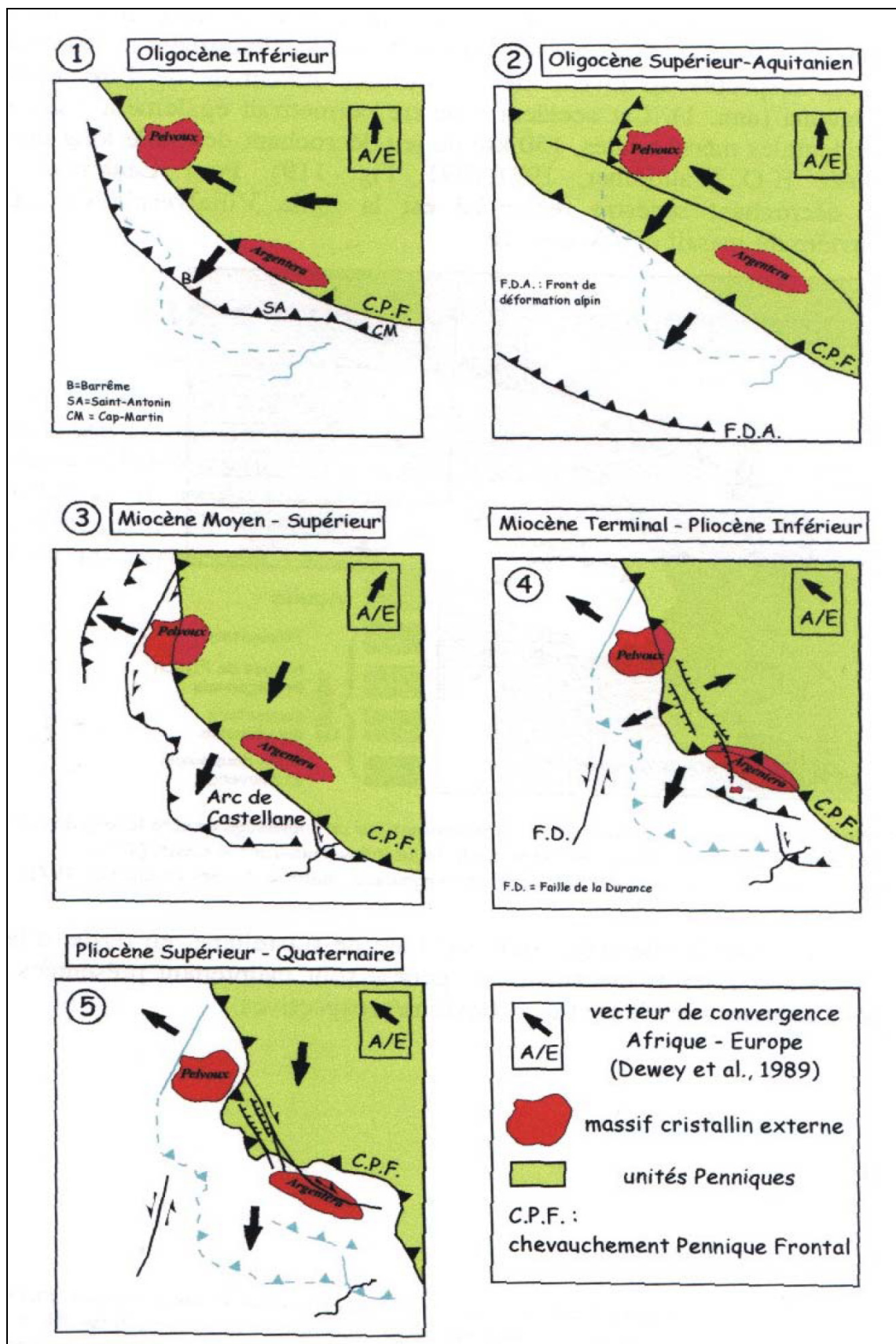


Figure 21 : Modèle cinématique du sud des Alpes occidentales franco-Italiennes d'après Laurent, 1998. (Carte réalisée d'après Labaume et al., 1989 ; Madeddu et al., 1996 ; Tricart et al., 1996 ; Meckel, 1997. Convergence Apulie/Europe d'après Dewey et al., 1989 (Dans Bigot Cormier, 2002)

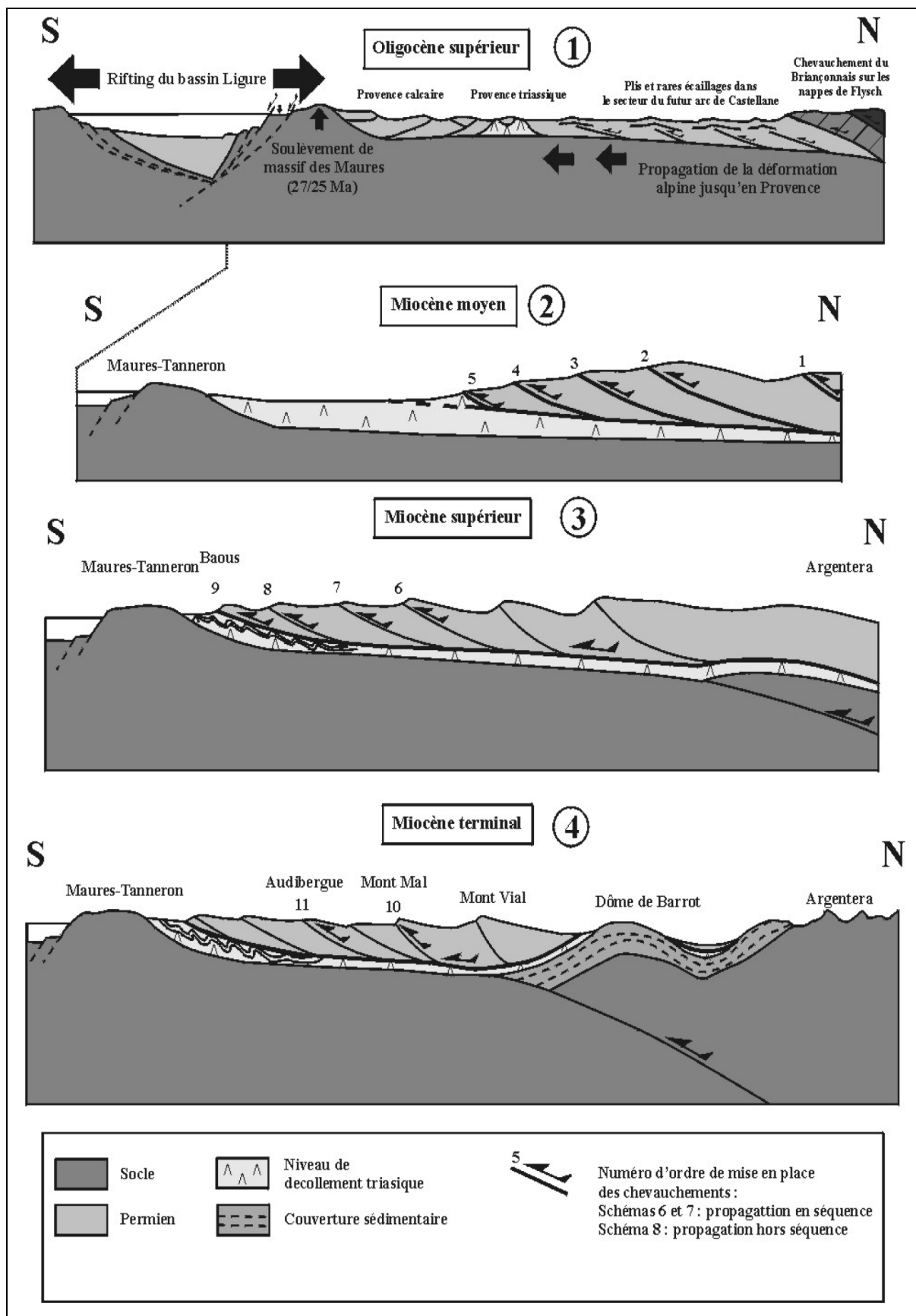


Figure 22 : Edification de l'arc de Castellane et exhumation du massif de l'Argentera (d'après Laurent, 1998 ; Laurent et al., 2000 ; dans Bigot Cormier, 2002)

Structures et déformations

Schott (1976, dans Bogdanoff, 1986) a montré, par analyse paléomagnétique, que le socle du massif de l'argentera n'avait pas subi de rotation en plan supérieure à 15° pendant l'orogénèse Alpine. En fait, il n'aurait subi qu'une translation du NE vers le SW (Bogdanoff et Schott, 1977) permettant donc une reconstitution spatiale et temporelle plus simple des événements.

Lors de la mise en place du prisme d'accrétion, le massif a atteint une profondeur d'environ 14 km autour de 22 Ma (Corsini et al., 2004), selon Bigot-Cormier (2002), le massif aurait même enregistré les premiers refroidissements vers 33 Ma (1^{ère} dénudation). Pour le socle métamorphique, la déformation est essentiellement marquée par le développement d'un réseau de failles ductiles recoupant la foliation hercynienne. Les mylonitisations ont été accompagnées de cristallisations dans le faciès schistes verts (Chlorite-Muscovite) avec une intensité croissante vers les zones internes (Bogdanoff, 1986). La partie Nord-Ouest du massif ayant sans doute été enfouie moins profondément que la partie orientale (Bigot-Cormier, 2002). Les principales failles ductiles sont essentiellement orientées N140-150°E (failles de Bersezio et de la Valetta) dans la partie septentrionale et N090°E dans la partie méridionale (faille de Frema Morte) (Bogdanoff, 1986, Tricart, 2004). Toutefois, le socle se déforme par glissements dextres de panneaux de migmatites ou de gneiss (Bogdanoff, 1986) avec une direction dominante N140°E. Ce glissement induit plus superficiellement la déformation de la couverture tégumentaire, les blocs et failles permo-triasiques sont souvent repris en compression et en cisaillement suivant leur direction par rapport au mouvement N140°E. Une schistosité se développe dans ces sédiments déformés, de flux N120-140°E dans la partie nord et de fracture N080-090°E dans la partie sud (Bogdanoff, 1986). La réponse de la couverture mésozoïque à cette première remontée du socle semble se faire par détachement, création et re-jeu de failles subméridiennes (Hamiti, 1994 ; Bigot-Cormier, 2006).

La séquence des événements affectant le socle n'est à ce jour pas claire en ce qui concerne la période Miocène terminal – Pliocène (voir Laurent et al., 2000 ; Bigot-Cormier, 2002 ; Tricart, 2004). Labaume et al. (1989) indiquent l'activation, au Pliocène, de failles normales cartographiques d'orientation N090°E et N140-160°E à subméridiennes dans la partie Ouest du Massif de l'Argentera (Figure 23). Ces failles reprennent en partie des directions préexistantes ayant largement contribué à la forme géométrique des arcs de Nice et de Castellane (Laurent, 1998, Bigot-Cormier, 2002). Elles sont interprétées soit comme l'expression du rifting Oligocène de la marge Ligure, soit comme génétiquement associées au serrage Alpin (une origine gravitaire est ainsi invoquée). Leur enracinement pose également problème car le socle est affecté (faille du Camp des Fourches, faille de Bersezio – Figure 23).

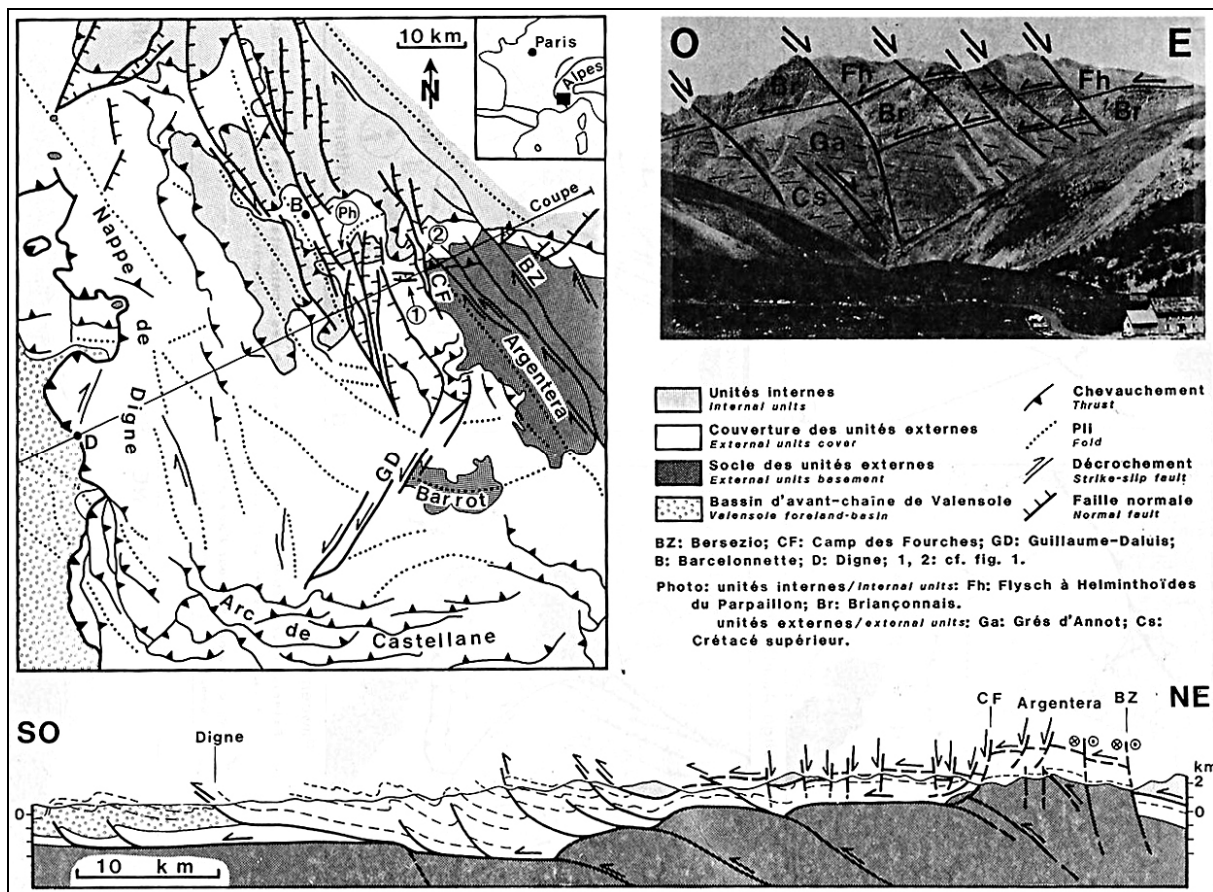
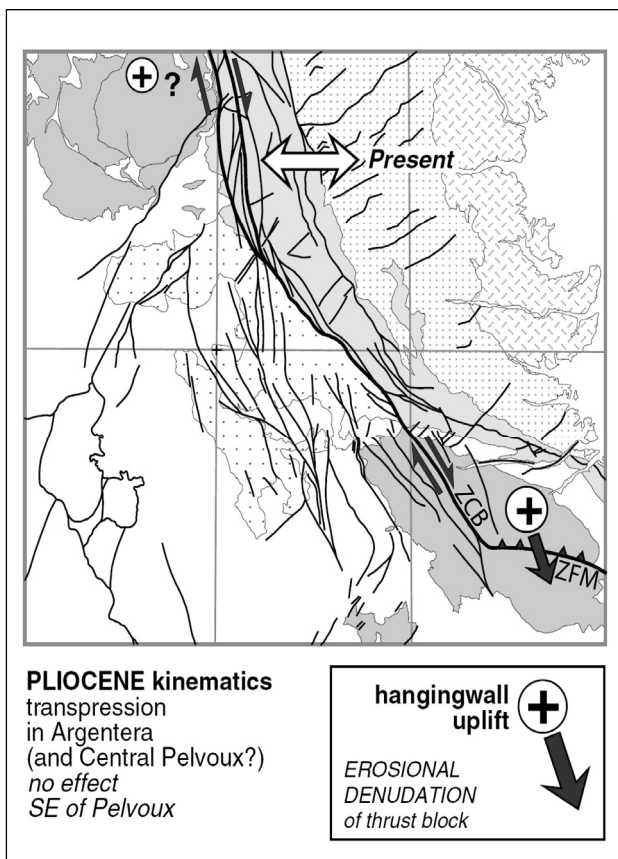


Figure 23 : Situation générale des failles étudiées par Labaume et al., 1989



Le jeu de ces failles normales, et notamment celle du Camp des Fourches pourrait être à l'origine d'une seconde accélération de la dénudation du massif vers 6 Ma (Bigot Cormier, 2000-2006). Cette dénudation, d'abord localisée dans le compartiment NO (bordé par la faille du camp des fourches), se généralise à l'ensemble du massif vers 3,5 Ma. La dénudation est différentielle selon les blocs délimités par les failles jouant en décrochements dextres (Bersezio-ZCB) et en chevauchement à vergence sud (Frema Morte-ZFM) (Figure 24) et plus intense que la précédente (Bigot-Cormier, 2006).

Figure 24: Cinématique Pliocene sur la zone Pelvoux-Argentera. ZCB : Zone de cisaillement de Bersezio ; ZFM : Zone de Cisaillement de Frema-Morte. (Adapté de Tricart, 2004)

Le socle semble être déjà affleurant au pliocène (Fauquette et al., 1999) et la dénudation continue à en juger par un taux d'érosion et de transport important (Irr, 1984). L'Argentera chevauche vers le SSO à une vitesse globale moyenne estimée à 1 mm/a (Bigot Cormier, 2002). Delteil et al. (2003) déduisent un raccourcissement N020 de plus de 11km en partie accommodé par des rampes de chevauchement aveugles (Bigot Cormier, 2002, 2006 ; Delteil et al., 2003). Bogdanoff (1986) y associe parfois une seconde schistosité dans les sédiments permien recoupant la première acquise lors de la première phase d'enfouissement-dénudation. Cette dénudation favorise la reprise des structures de socle ou solidaires du socle : en compression pour les structures E-W, en décrochement senestre pour les structures N020-040°E et dextres pour les structures N140°E à N-S. Le découplage existant avec la couverture décollée fait que les structures actives, bien que fortement dépendantes de cette tectonique de socle (Bigot-Cormier, 2002), sont déformées de façon plus hétérogène et fortement dépendante des géométries locales.

Les structures tectoniques observables dans notre zone d'étude sont donc nombreuses, complexes et hétérogènes. Elles ont connu une histoire polyphasée et ont donc pu rejouer plusieurs fois pour une grande partie d'entre elles. Ainsi pourra-t-on trouver des failles normales et blocs basculés en partie préservés de la compression alpine ; des failles normales inversées, déformées, cisailées (Figure 25) ; des failles inverses reprises en extension ; des structures transpressives etc....

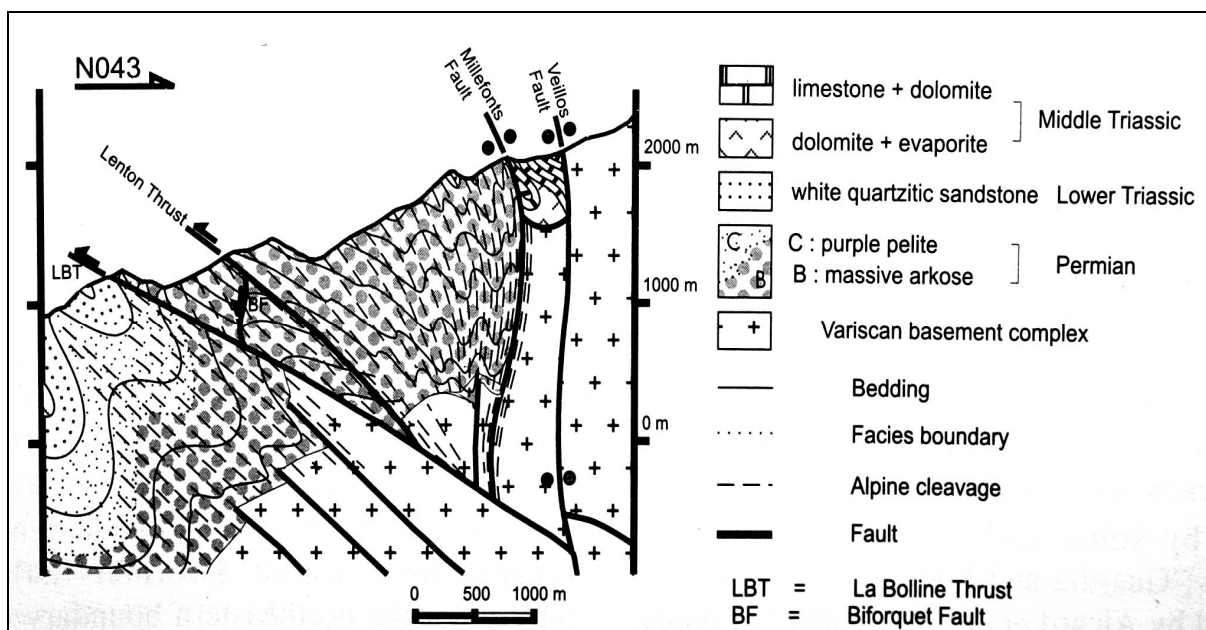


Figure 25: Interface socle-tégument, exemple de structure alpine polyphasée (Delteil et al., 2003).

1.2.2.1.3. Déformations actuelles

La tectonique active de l'arc des Alpes occidentales est caractérisée par des déformations lentes (Calais et al., 2000; Nocquet et al., 2002, 2004), avec des vitesses de surface de l'ordre de 1 à 2mm par an et un régime tectonique contrasté (Figure 26).

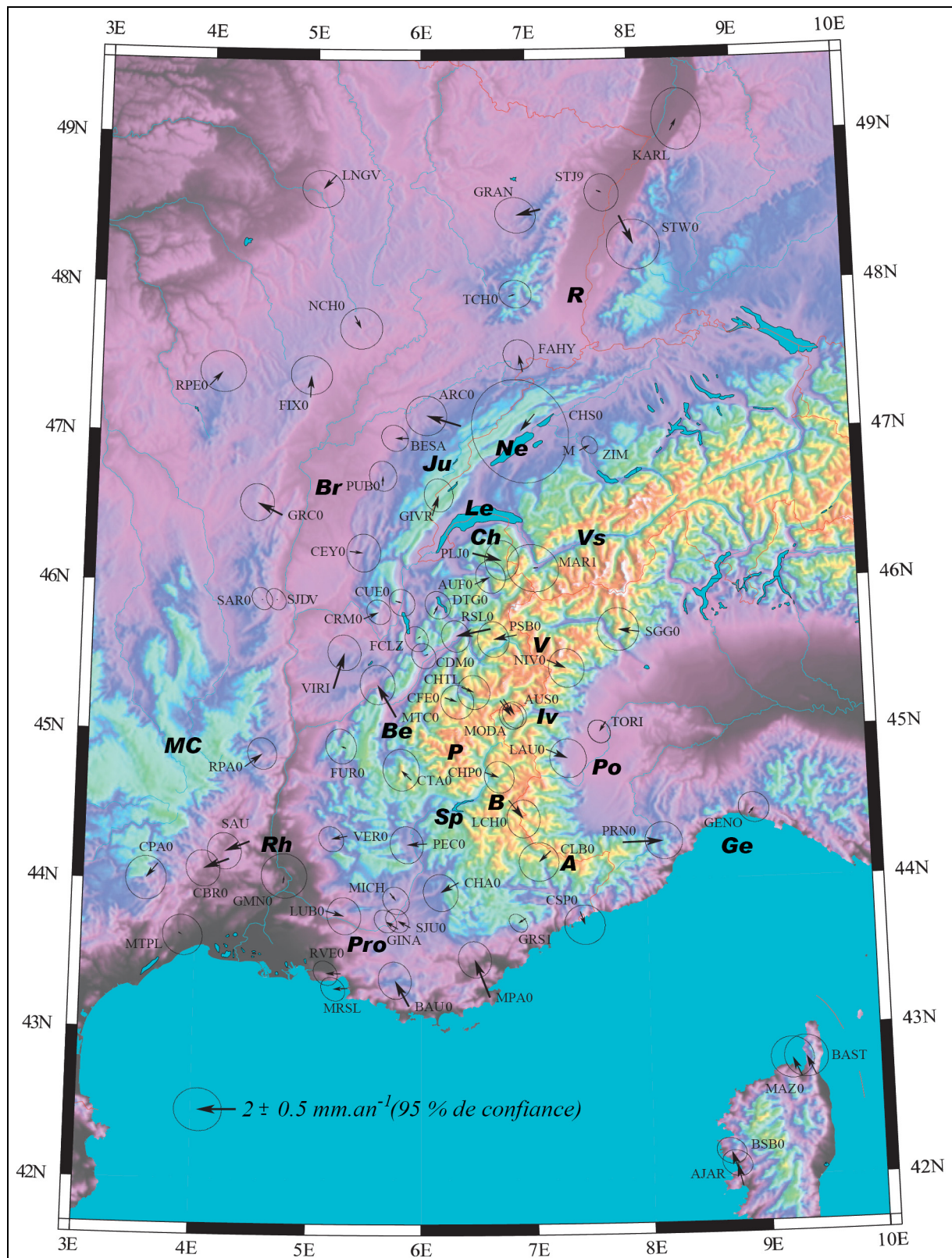


Figure 26: Base de données GPS utilisée, compilée et harmonisée par Nocquet (2002). Les vitesses sont définies par rapport à l'Europe stable et l'ellipse d'erreur à 95% de confiance est figurée. Localisations des sites discutés : A : Argentera, B : Briançonnais, Be : Belledonne, Br : Bresse, Ch : Chablais, Ge : golfe de Gênes, Iv : zone d'Ivrée, Ju : Jura, Le : lac Léman, MC : Massif Central, Ne : lac de Neuchâtel, P : Pelvoux, Po : plaine du Pô, Pro : Provence, R : graben du Rhin, Rh : vallée du Rhône, Sp : lac de Serre-Ponçon, V : Vanoise, Vs : Valais. (Dans Delacou, 2004)

Delacou et al. (2004) déduisent de ces vecteurs GPS une image du taux de déformation géodésique (Figure 28) permettant une observation continue de la déformation au niveau de l'arc Alpin occidental et tout à fait comparable avec les interprétations GPS (Figure 27) de Nocquet et al. (2004). On y observe un raccourcissement d'1 mm/an orienté N160°E en mer Ligure. La compression est également notable au niveau de la couverture décollée et plus précisément au niveau de l'arc de Castellane et de la nappe de Digne. Cependant, les hauts reliefs occidentaux Alpains montrent une extension généralisée quantifiée à 1mm/an avec une orientation E-W. Le massif de l'Argentera se trouve à la terminaison méridionale de cette zone extensive et est partagé entre régime décrochant et extensif (Figure 29).

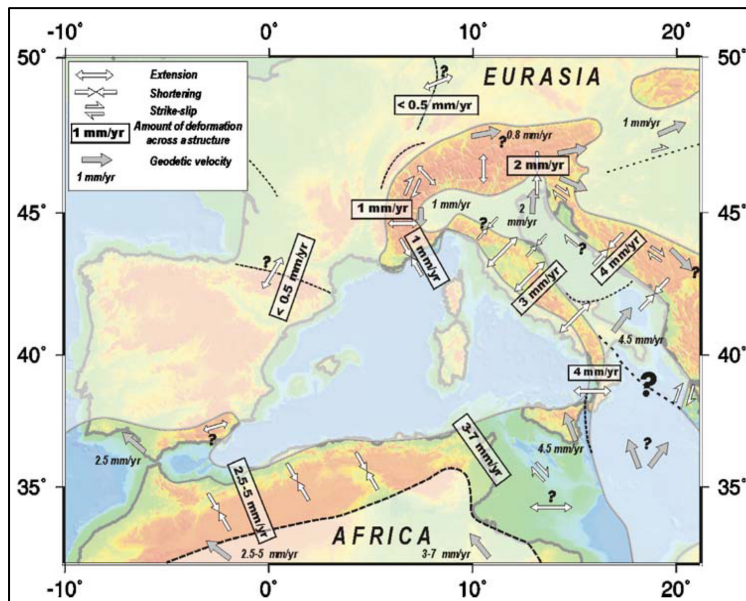
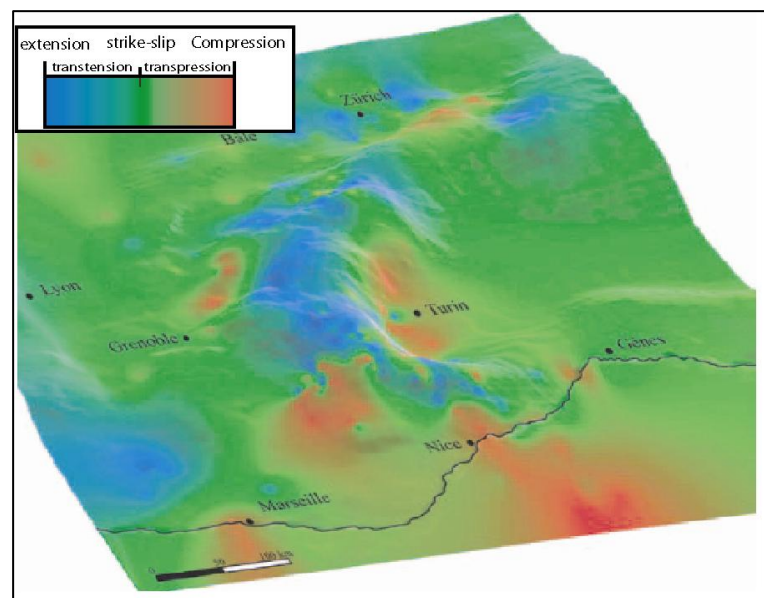


Figure 27 : Régimes et orientations de contraintes (flèches blanches), mouvements par rapport à la plaque Eurasiatique. (Flèches grises). (Nocquet et Calais, 2004)

Figure 28 : Régimes continus des déformations calculé à partir de la base de donnée GPS harmonisée de Nocquet (2002) (Delacou, 2004)



Ces résultats sont confrontés à une synthèse des structures actives reconnues et des données sismotectoniques disponibles (Figure 29). Les résultats sont comparables aux solutions GPS et montrent également un régime extensif dans le massif de l'Argentera associé à du décrochement dextre.

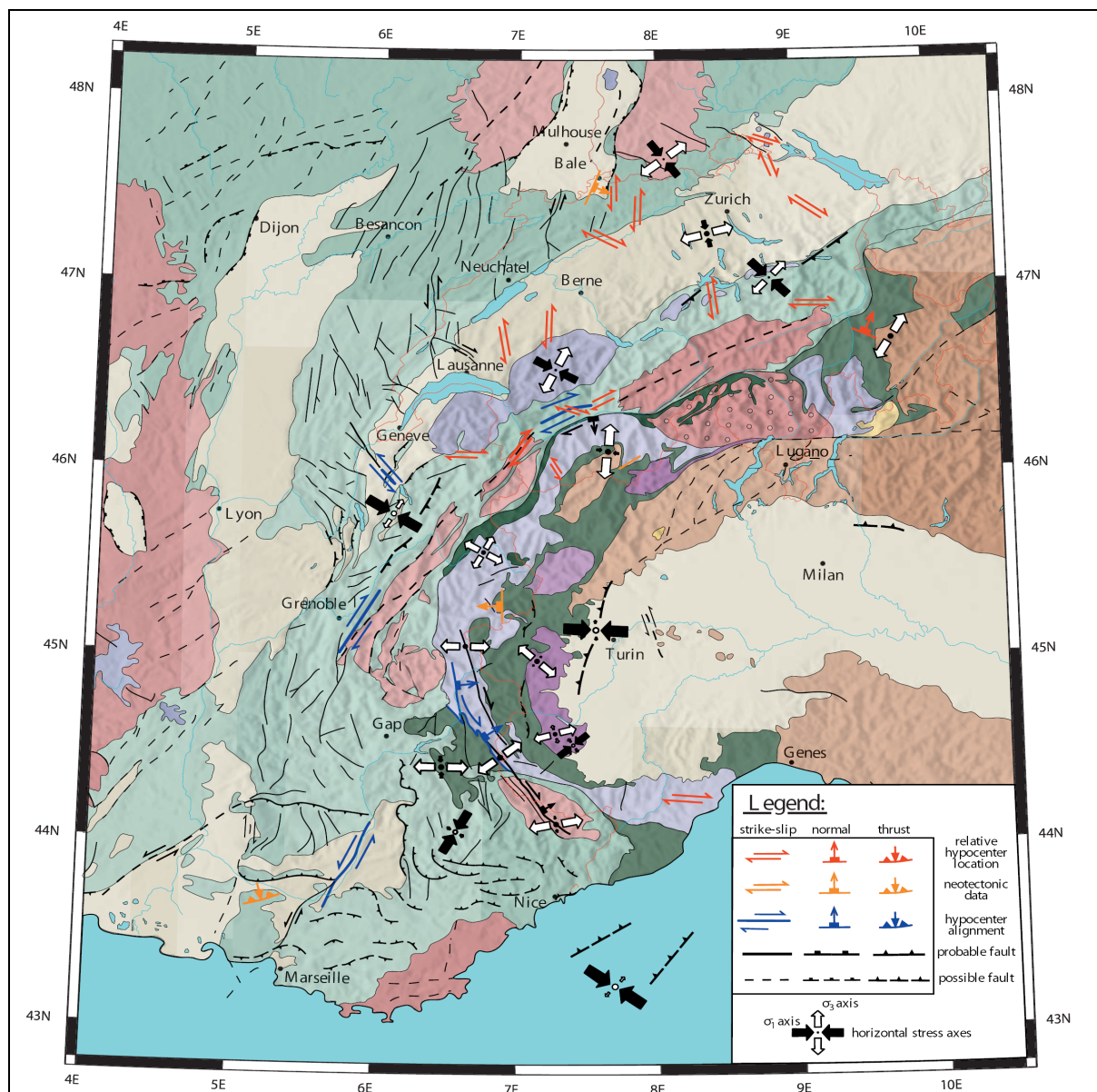


Figure 29 : Carte synthétique des structures tectoniques actives de l'arc des Alpes centrales/occidentales et tenseurs calculés, d'après Deichmann & Garcia-Fernandez (1992) ; Augliera et al., (1995) ; Maurer & Deichmann (1995) ; Deichmann et al., (2002) ; Kastrup et al., (2004) ; Maurer (1993) ; Eva et al., (1998) ; Sue (1998) ; Thouvenot et al., (1998) ; Thouvenot et al., (2003) ; Ferry et al., (2001) ; Lacassin et al., (2001) ; Meghraoui (2001) ; Meghraoui et al., (2001) ; Dutour et al., (2002) ; Champagnac et al., (2006). Dans Delacou (2004).

Il en résulte selon Delacou (2004) :

- Une extension perpendiculaire à la chaîne et généralisée au niveau des zones internes (Champagnac et al., 2004). Elle provoque localement l'inversion du front pennique (Sue et al., 1999 ; Seward et Mancktelow, 1994, Champagnac, 2004),
- La présence d'un système de décrochement dextre généralisé à l'ensemble de la bordure externe occidentale de la Chaîne, du nord-Valais (Maurer et al., 1997), jusqu'à la Haute Durance et l'Argentera (Sue et al., 1999 ; Sue et Tricart, 2003). Ce système est accompagné par de l'extension sur les zones les plus méridionales que constituent la vallée de la Durance et le massif de l'Argentera,
- Un système de fracturation diffus dans l'ensemble des zones externes. Des axes de décrochements conjugués associés à des axes de compression radiaux perpendiculaires à l'orogène qui dérivent localement vers des régimes extensifs.

Ces observations sur l'ensemble de l'arc Alpin occidental donnent une bonne idée de la répartition des contraintes en vue d'interprétations géodynamiques à grande échelle. Ainsi, elles favorisent le modèle de rotation antihoraire de la plaque Apulienne (Gidon, 1974 ; Choukroune et al., 1986 ; Ménard, 1988, Vialon, 1990 ; Calais et al., 2002). Ce modèle serait toujours actif aujourd'hui malgré un fort ralentissement, voir même un arrêt de la convergence depuis le début du Pliocène (Champagnac, 2004). Le débat sur la dynamique profonde de la chaîne existe toujours entre les deux hypothèses de la rupture de la plaque subduite (Davies et von Blanckenburg, 1995 ; Stampfli et al., 1998 ; Lippitssch et al., 2003) et du poinçonnement mantellique vertical d'origine profonde (Rolland et al., 2000 ; Schwartz, 2002 ; Ganne et al., 2004).

A l'échelle du massif de l'Argentera et de sa couverture, le nombre d'études ayant pour objet l'analyse de déformations actuelles est restreint. Ces études couvrent de grandes échelles dans le cas d'analyses sismotectoniques et géodésiques. A l'inverse, quelques études morphologiques et/ou tectoniques présentent des cas et observations isolés ou simplement concluent sur des anomalies ou des résultats que des mouvements récents pourraient expliquer. Les résultats géodésiques ne se montrent malheureusement pas plus explicites que ceux présentés précédemment. En revanche, les études sismotectoniques ont permis d'affiner les résultats obtenus à grande échelle sur la zone étudiée. Les synthèses de Ritz (1992), de Madeddu et al. (1996), de Eva et al. (1997), de Nicolas et al. (1998) et Baroux et al. (2001) déterminent des champs de contraintes hétérogènes et une grande diversité de mécanismes. On peut globalement y retrouver les grandes lignes déjà précisées à grande échelle, cependant les données sont très peu nombreuses dans le massif même de l'Argentera. Godel (2003) y apporte des contraintes par la détermination de 7 mécanismes au foyer postérieurs à 1995 (Figure 30) et dont la profondeur n'excède pas 10km. Le tenseur des contraintes qui en résulte montre une direction d'extension orientée N080°E (Figure 30).

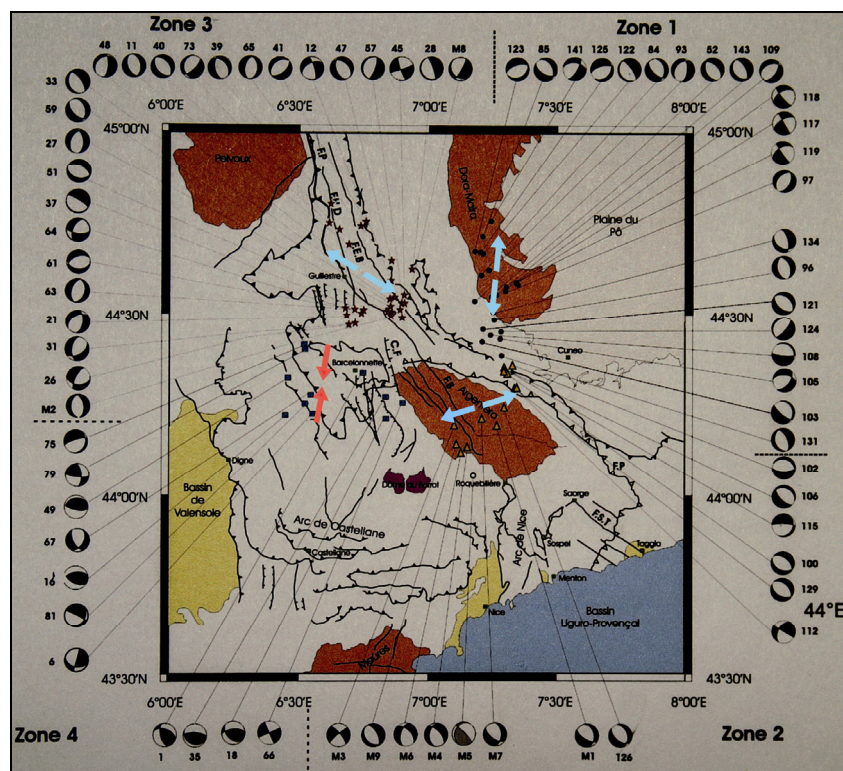


Figure 30: Catalogue de séismes (1995-2002) pris en compte pour la détermination des tenseurs de contraintes par Godel (2003). Les directions de contraintes obtenues sont figurées en bleu dans le cas d'extension, et en rouge pour de la compression. (Modifié de Godel, 2003)

Si l'activité sismique de la région étudiée ne fait aucun doute et fait des Alpes Maritimes une des régions les plus actives de France (Vogt, 1979 ; Madeddu et al., 1996), la couverture végétale particulièrement abondante (tout du moins dans ses parties basses, situées en dessous de 2 000-2 500 m.) et l'érosion climatique active font que c'est dans l'observation d'indices tectoniques avérés que réside la plus grande difficulté. Ces indices ont pu être observés dans diverses parties du département (Lanteaume, 1983 ; Guardia et Ivaldi, 1996) et notamment dans les alluvions quaternaires de la plaine du Var (Dubar, 1987 ; Dubar et Perez, 1989, Dubar et Guglielmi 1996 ; Clauzon et al., 1996), dans l'arc de castellane (Gilli et Delange, 1999), dans l'arc de Nice (Hoang-Trong et al., 1997 ; Rebaï, 1988 ; Borchielini, 1991 ; Cosani, 1997 ; Schroetter, 1998).

Voici une synthèse chronologique des travaux existant dans le massif de l'Argentera et sa couverture :

- Des hypothèses de soulèvement quaternaire au dôme de Barrot avec de la fracturation cassante associée (présence de brèches récentes sur des plans de failles) sont avancées par Grandjacquet et Haccard (1975) et reprises par Julian (1980). Ce dernier admet des réactivations de l'accident régional de Daluis (Labaume et al., 1989) sans en préciser la nature et l'âge,
- Gidon (1977) observe, dans la notice de la carte géologique de Larche, des décalages de crêtes morainiques sur le versant Italien du massif, sans précision d'orientation ni de lieu,
- Julian (1980) conclut sa thèse en affirmant qu'il existe dans les Alpes Maritimes et dans le massif de l'Argentera en particulier, une activité néotectonique certaine. Il souligne cependant la difficulté de la caractériser sur le terrain. De fait il ne mentionne jamais, sauf pour le dôme de Barrot (1^{er} alinéa), de mouvements ou d'orientations certaines. Il parle ainsi de fracturation de socle qu'il explique par de l'érosion différentielle, de fractures décimétriques à décamétriques ouvertes sur les crêtes et les attribuent à la gélifraction (Boucarut et Rousset, 1965), de failles tardives dont le mouvement peut être récent (vallées de la Tinée et de la Stura),
- Sauret et Terrier (1987) analysent des indices morphologiques (perturbations de moraines) et structurales (zones broyées et failles en échelon dextres) sur la faille de Bersezio, le long de la route du Col de la Lombarde et près de Santa Anna di Vinadio (versant Italien). Les indices se suivent sur une distance de 10 km et une orientation N140°E,
- Baubron (1988) effectua donc des analyses chimiques le long de la faille de Bersezio, à Santa Anna di Vinadio. Elles mettent en évidence des anomalies en hélium qu'il interprète comme le résultat d'une activité tectonique,
- Ghafiri (1995) a continué les investigations sur cette même faille (Figure 31) côté français (Isola 2000). Au col de la Mercière, il note la présence d'une zone mylonitique ainsi qu'un escarpement métrique affectant les moraines du dernier maximum glaciaire. Un escarpement continu N140°E est également bien préservé bordant le paléo-lac de Terre Rouge. Cet escarpement est scellé par des glaciers rocheux attribués à la fin de la déglaciation (10 000 ans) indiquant une inactivité sur ce tronçon de la faille depuis cette période. Enfin des réorientations hydrographiques anormales sont notées au niveau du vallon d'Orgials.

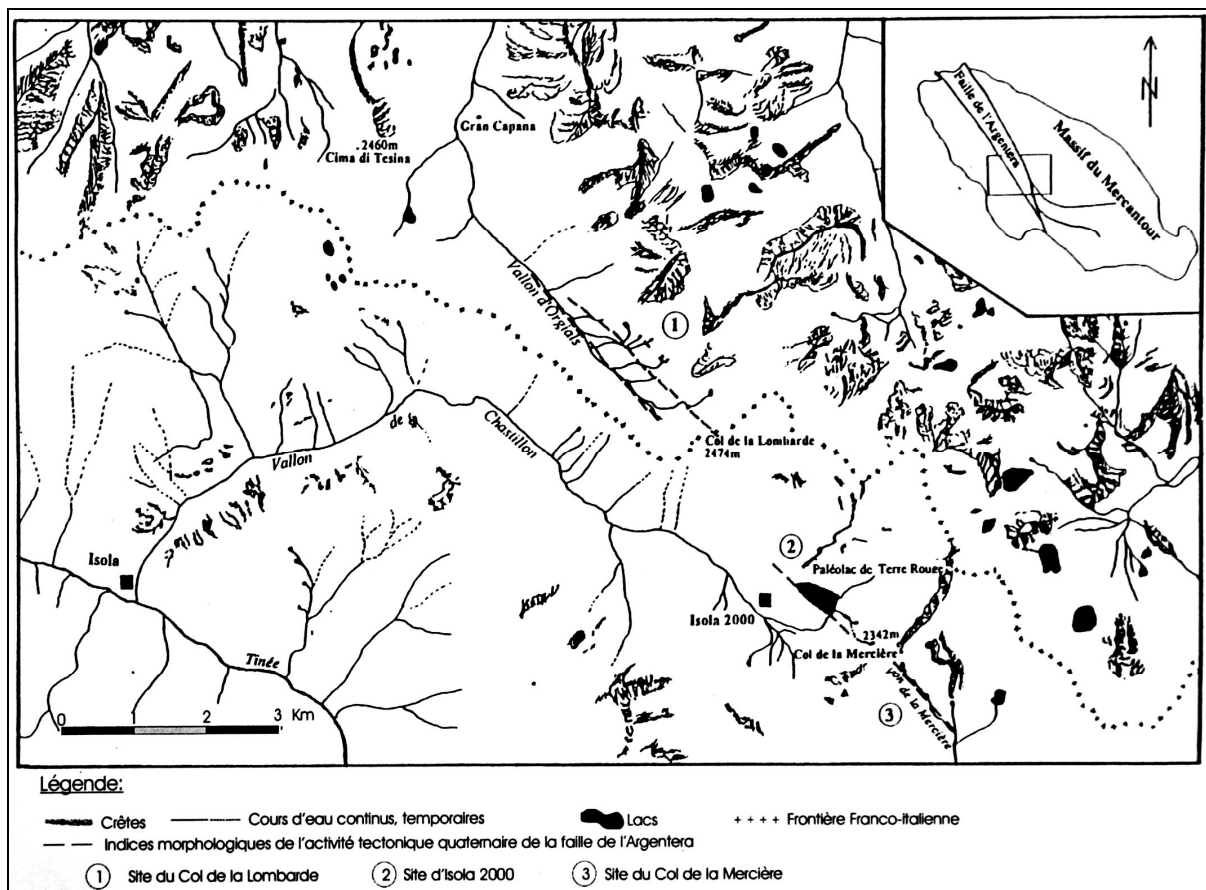


Figure 31: Indices morphologiques de déformations quaternaires sur la faille de Bersezio, dans le secteur de la Lombarde (selon Ghafiri, 1995).

- Malaroda (2000) montre la présence d'escarpements et de linéaments post-Würmiens dans la vallée de la Vésubie et autour du village de Belvédère. Ces déformations récentes sont cartographiées sur 6km pour la plus longue et avec des directions N140-160°E et N070°E. Aucun indice sur les mouvements n'est malheureusement spécifié car il s'agissait essentiellement de reconstruire l'extension des glacier Rissiens et Würmiens,
- Godel (2003) effectue une analyse combinée morphologique-hydrographique dans la globalité du tracé de la faille de Bersezio. Elle n'observe, par analyses d'images aériennes et satellitaires, que des décalages de plusieurs mètres de direction E-W sur des moraines et cônes de déjections (en dehors du tracé de la faille). En revanche, l'analyse hydrographique propose des asymétries de cours d'eau, des alignements particuliers de vallons, des anomalies dans les profils longitudinaux. Le résultat est pourtant contradictoire puisque dans certain cas il s'agirait de mouvements normaux et dans d'autres cas de mouvements inverses. L'étude est malheureusement biaisée (en partie) par la non prise en compte des lithologies et de leur variations. Cependant, il semble clair que des anomalies existent, ce que l'auteur montrera par son analyse sismotectonique (Figure 30).
- Sanchez (2006) fait une analyse fine des déformations du secteur du Camp des Fourches (NW du massif) et observe des réactivations sur la faille du même nom et sur d'autres orientations de faille (N140°E, N160°E, N70°E). Ces réactivations récentes se traduisent par des polis glaciaires décalés, des crevasses perpendiculaires aux crêtes, des alignements et des décalages de moraines, un réseau hydrographique (Torrent du Salso Moreno) et des terrasses concordantes avec les directions de faille N140°E.

Le problème majeur consiste bien en la reconnaissance de structures actives. En effet, l'ensemble de ces travaux se base principalement sur des indices morphologiques localisés et ténus. Leur validité ne peut être que locale puisque aucune de ces études ne fait de constat global sur l'ensemble du massif et encore moins sur sa couverture décollée.

De plus, les expressions morphologiques de l'évolution géologique récente du massif (en particulier la dernière dénudation depuis 3,5 Ma) et des épisodes glaciaires ne sont pas calibrées dans l'espace et dans le temps. Il convient donc de les définir dans l'optique de discrétiser les diverses influences sur les modelés observés.

1.2.2.1.4. Géomorphologie

La morphologie continentale résulte du couplage entre l'érosion et la tectonique (Molnar et England, 1990 ; Small et Anderson, 1995). Le relief étant considéré comme le bilan topographique de la compétition entre l'érosion et la surrection de la lithosphère (Penck, 1924). Dans les prismes d'accrétion orogéniques, le temps de réponse du système d'érosion est très court, de l'ordre de 10^5 ans (Whipple, 2001) de sorte qu'il est détruit autant de relief qu'il s'en crée. Cet état est qualifié d'équilibre dynamique (Hack, 1960 ; Whipple 2001 ; Lavé et Avouac, 2001 ; Willett et Brandon, 2002). Il résulte de ce constat que le relief et sa morphologie, dans le cas de chaînes de montagnes actives, sont représentatifs des événements géologiques et climatiques qui s'y sont déroulés sur des périodes de temps de l'ordre du million d'années.

Le relief de notre zone d'étude se veut donc le reflet de l'évolution géologique récente du massif depuis la seconde accélération de sa dénudation il y a 3,5 Ma. Selon Summerfield et Hulton (1994), en dehors des climats tropicaux, l'érosion mécanique fluviale et glaciaire domine très nettement l'érosion chimique dans les chaînes de montagnes actives. Les modelés qui en résultent permettent donc l'enregistrement spatial et temporel des signaux climatiques et tectoniques.

A l'inverse des études géologiques, le nombre de travaux portant sur la morphologie du massif de l'Argentera et sa couverture proche est très réduit. Ainsi, avant que Julian (1980) ne publie son étude géomorphologique des Alpes Maritimes franco-italiennes, il n'existait guère que les travaux plus spécifiques et morcelés de Sion (1908), de Blanchard (1949-1956, 1960) de Perriaux (1934) et de Martonne (1920, 1923).

1.2.2.1.4.1. Relief et morphologie fluviale

Comme nous l'avons vu précédemment, le réseau hydrographique du massif de l'Argentera et de sa couverture (Figure 32) est composé de 5 grands ensembles : la Roya-Bévéra à l'Est, le Var et ses affluents (Cians, Tinée et Vésubie) au coeur du massif côté français, la Stura et son affluent le Gesso au coeur du massif côté italien, le Verdon à l'Ouest, et enfin l'Ubaye au Nord, le massif de l'Argentera sensu stricto n'étant drainé que par la Tinée, la Vésubie, la Stura et le Gesso.

Pour Julian (1980) le réseau hydrographique actuel est la conséquence de l'évolution du massif depuis le Pliocène moyen et d'une forte antécédence. Le tracé des rivières est pour lui essentiellement dicté par la structure : les tracés longitudinaux, coudés, orthogonaux s'expliquent en grande partie par les déformations du socle et de sa couverture et plus particulièrement par les déformations alpines. L'exemple de la haute vallée de la Tinée est certainement le plus frappant, marquant la bordure entre le socle métamorphique et sa couverture décollée. Cependant, il observe une nette différence dans le réseau de drainage du Gesso où il note une forte indépendance du drainage à la structure, il parle ainsi de « jeunesse du relief ».

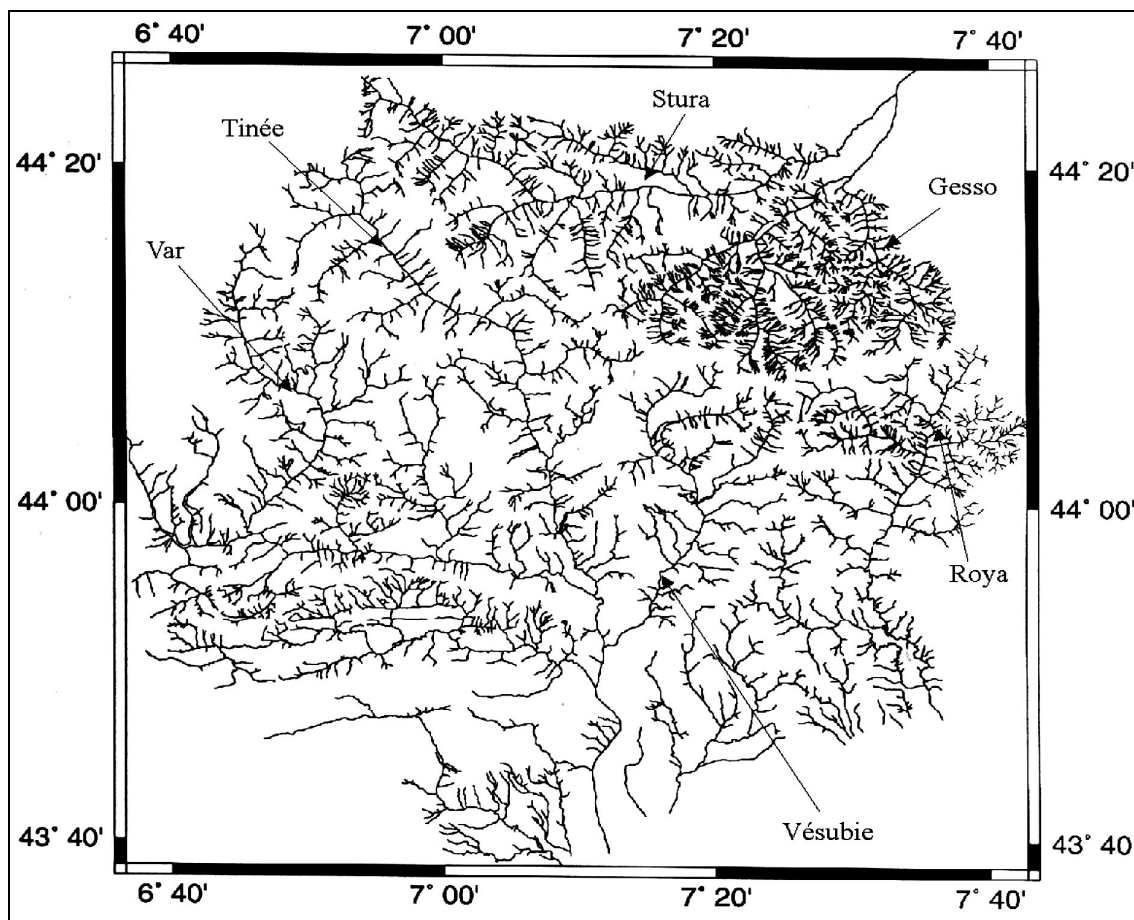


Figure 32: Carte du réseau hydrographique du département des Alpes Maritimes et du versant italien du massif de l'Argentera (digitalisé par Bigot Cormier, 2002)

Le réseau hydrographique a fait l'objet d'études plus tardives (Ribolini, 2000 ; Bigot-Cormier, 2002 ; Musumeci et al., 2003) partant du constat de la dissymétrie des réseaux de drainage et de la répartition du relief entre les versants français et italiens. Julian (1980) avait déjà mentionné cette anomalie arguant de mouvements différentiels du socle mais sans quantifier les phénomènes.

Ribolini (2000) montre, par l'étude couplée du relief et du réseau hydrographique, que la zone axiale Sud Est du massif n'est pas la plus élevée. Les sommets les plus hauts se trouvent dans la zone interne du massif (entre la roche de l'Abisse et le Monte Matto) et représenteraient une ancienne ligne de partage des eaux modifiée par le jeu inverse de la faille de Sabbione (Frema-Morte) lors de la dénudation du massif (Figure 33).

Musumeci et al. (2003) reprennent cette analyse et l'agrémentent d'une étude structurale sur des segments de la faille d'Orgials (parallèle à la faille de Bersezio) et de la faille de la Valletta (parallèle à la faille de Frema Morte). Les résultats concordent (Figure 34) avec les interprétations de Ribolini (2000) et montrent que la morphologie actuelle du massif de l'Argentera porte la trace de son exhumation.

Ces observations globales ne permettent toutefois pas la mise en évidence de mouvements actuels bien que Musumeci et al. (2003) concluent que l'exhumation différentielle peut être toujours en cours.

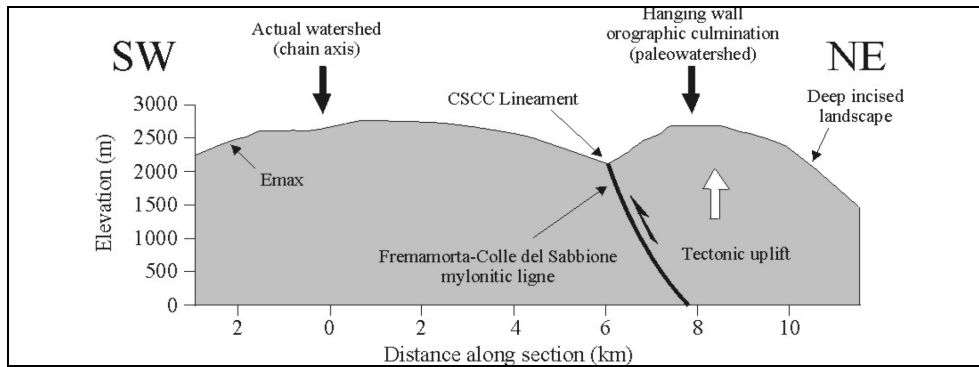


Figure 33 : Interprétation géodynamique à partir des données morphologiques (Ribolini, 2000)

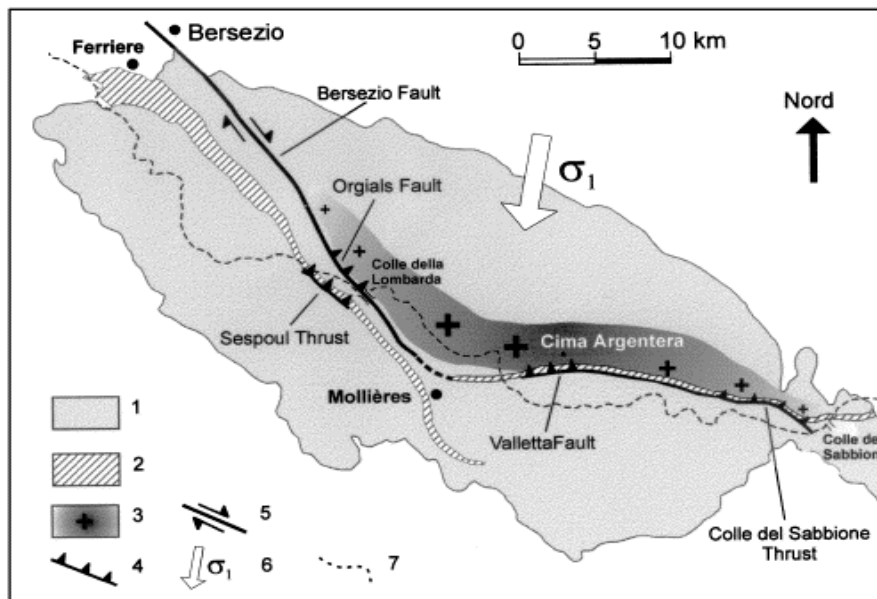


Figure 34: Reconstitution du contexte de l'exhumation en fonction des observations morphologiques. 1) Socle ; 2) mylonites varisques ; 3) zones d'exhumations maximum (les croix représentent les culminations topographiques ; 4) chevauchements Alpains tardifs ; 5) failles Alpines tardives ; 6) direction moyenne de raccourcissement ; 7) Ligne de partage des eaux et frontière franco-italienne. (Musumeci et al., 2003)

Bigot Cormier (2002) et Godel (2003) ajoutent une analyse des profils longitudinaux des cours d'eau. Selon le rapport à un profil théorique d'équilibre (Mackin, 1948 ; Hack, 1973), les auteurs espèrent trouver la trace d'activités tectoniques verticales. A quelques exceptions près, l'ensemble des cours d'eau drainant le massif de l'Argentera sont en régime transitoire, c'est-à-dire que l'état d'équilibre n'est pas atteint. Pour autant, la distinction de la part d'anomalies imputables à l'érosion glaciaire et/ou à des mouvements verticaux n'est pas évidente. L'observation de plateaux proches de la localisation des failles de part et d'autre des failles de Bersezio et de Frema Morte apporte des éléments parfois contradictoires sur d'éventuels mouvements relatifs d'un bloc par rapport à l'autre. Par exemple, le profil longitudinal du vallon de Mollières expliquerait un mouvement normal du bloc NE au passage de la faille de Bersezio alors que le profil du Vallon de Santa Anna di Vinadio montrerait le contraire (Godel, 2003).

Godel (2003) ajoute enfin une étude en plan sur photographies aériennes pour déceler les anomalies d'orientation du drainage dont on peut supposer qu'elles sont la plupart du temps indépendantes de l'érosion glaciaire. Comme décrit par Julian (1980) la trace des déformations alpines est bien représentée dans l'organisation du drainage (Figure 35). Les autres indices sont rares (Figure 36) et il semble difficile de leur attribuer une signification infaillible.

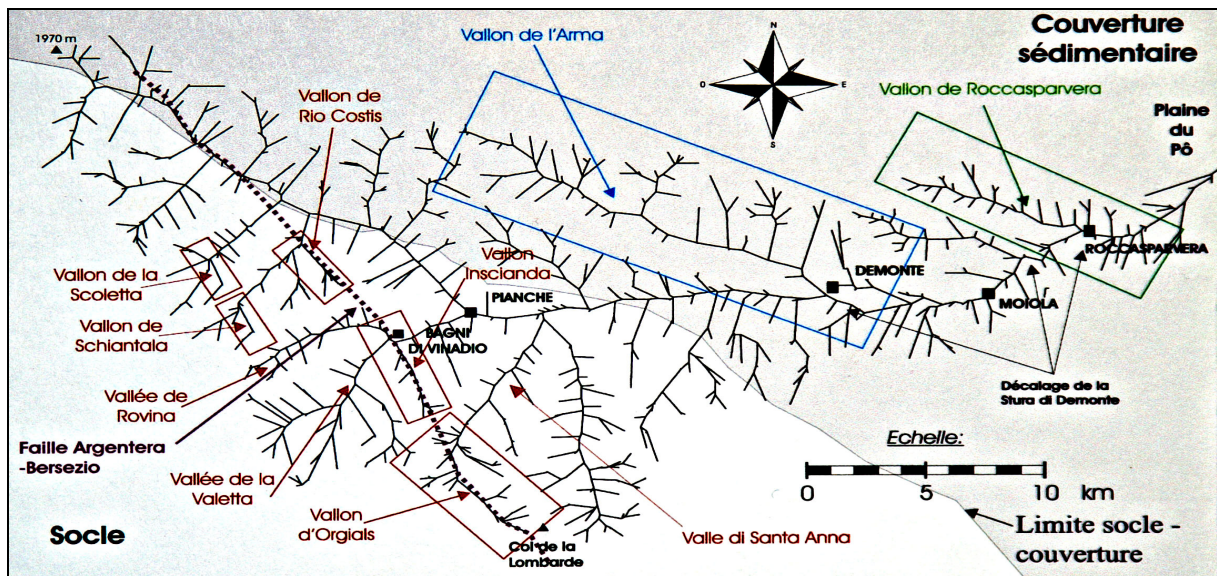


Figure 35 : Anomalies dans le réseau de drainage de la Stura di Demonte. On remarque en rouge les vallons d'Orgials, de la Valetta, d'Inscianda et de Rio Costis s'alignant sur le tracé de la faille de Bersezio. Le vallon de l'Arma en bleu et de Roccasparvera en vert son également alignés sur des accidents de la couverture orientale du socle et décalent la Stura de façon dextre. (Godel, 2003)

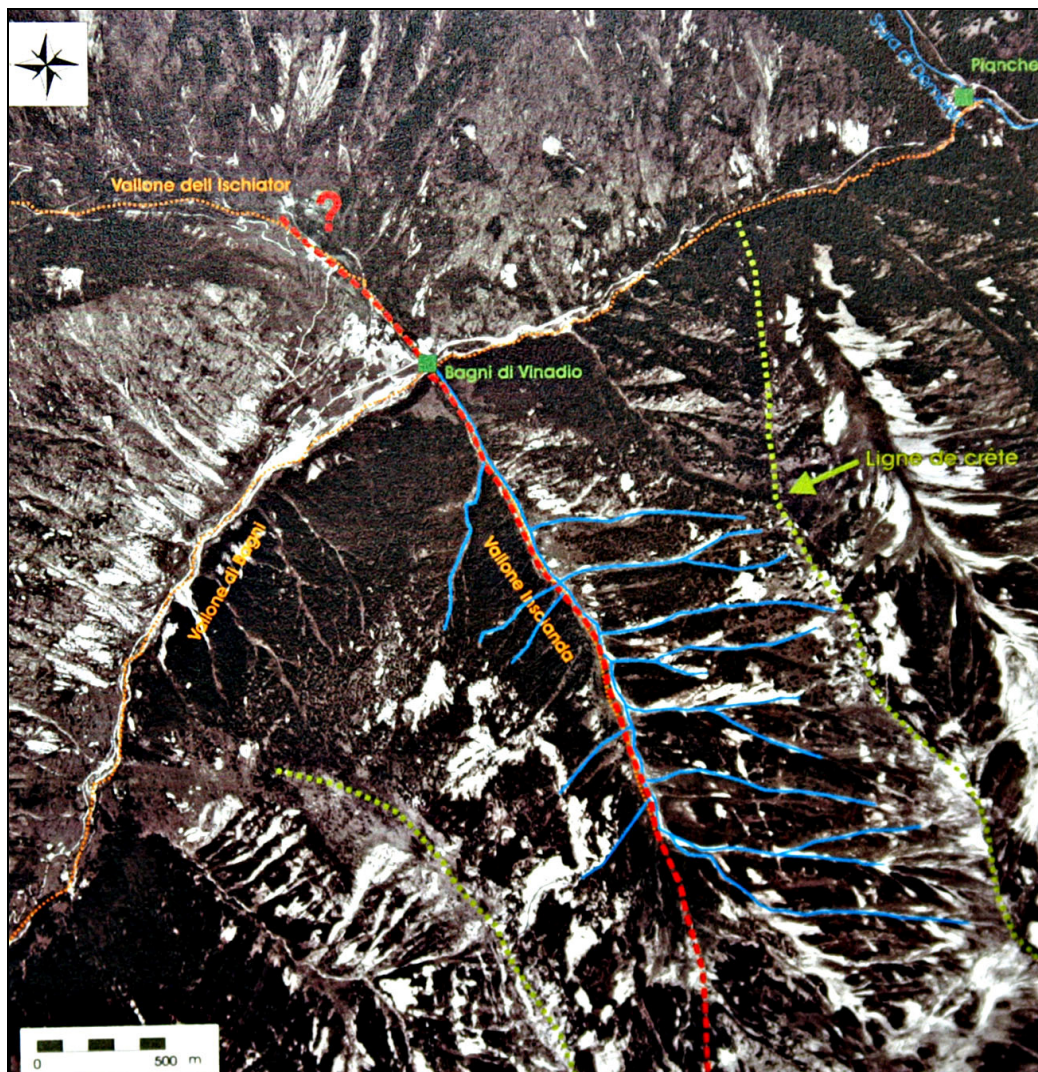


Figure 36 : Photo aeriene à Bagni di Vinadio. La dissymétrie du vallon de l'Inscianda sur la faille de Bersezio (Figure 35) pourrait indiquer un basculement normal du bloc NE. (Godel, 2003)

La forte compétence des cours d'eau de notre zone d'étude (Blanchard, 1960 ; Julian, 1980) couplée avec l'érosion glaciaire des fonds de vallons et de vallées dans les altitudes supérieures explique en partie le fait que des déformations actuelles lentes, quelque soit leur régime, peuvent être masquées. De plus, l'analyse à partir de MNT dont le pas n'est que de 50 m ne permet pas la mise en évidence d'un signal tectonique inférieur. Enfin, une telle analyse ne constitue pas un marqueur temps significatif, seule une étude précise des tranchées et une datation des terrasses alluviales ou des sédiments décalés pourrait fournir de tels renseignements.

1.2.2.1.4.2. Morphologies glaciaires

Les épisodes glaciaires et les morphologies qui en dérivent sont des marqueurs temps indéniables et tout désordre ou décalage des structures glaciaires ou tardi-glaciaires donne des marqueurs temporels appréciables pour une analyse cinématique et chronologique. La caractérisation de ces morphologies provient essentiellement des travaux de Sion (1908) et de Julian (1980). Peu d'études ont été conduites depuis sur l'ensemble de la zone d'étude. Il n'est cependant pas question de faire copie de ces travaux extrêmement complets (pages 191-399 de la thèse d'état de Julian, 1980), simplement d'en synthétiser quelques parties utiles à nos travaux.

Extension des glaciers et morphologie générale

Les périodes de glaciation documentées dans cette partie des Alpes correspondent aux épisodes Riss et Würm. La période Mindel, plus ancienne, ne semble représentée que par quelques rares affleurements comme par exemple une terrasse fluvio-glaciaire à Carros les Selves (Borchiellini, 2002). Aucune calotte glaciaire n'est à envisager sur l'ensemble des massifs comme l'avait supposé un temps Faure Muret (1955). Les glaciers Nord Alps actuels doivent donner une bonne image de la forme et de l'extension des glaciers dans les vallées des Alpes Méridionales : un remplissage sommital ennoyant un relief de vallons et donnant naissance à des langues divergentes.

Au Riss (Figure 37), l'extension des glaciers est à son maximum. Il semble que certaines crêtes aient pu être ennoyées sous les glaces mais cela reste très marginal. Le glacier Rissien du Var s'étend jusqu'à l'entrée des gorges de Daluis (750 m), celui de la Tinée jusqu'au hameau du Bancairon (330 m) et celui de la Vésubie jusque en aval du village de Lantosque juché à 500m d'altitude.

Au Würm (Figure 37), l'extension est moindre, mais c'est cette dernière glaciation qui façonne majoritairement les reliefs tels qu'ils sont connus aujourd'hui. Le glacier du Var atteint pratiquement Guillaumes (800 m), assez proche de la limite Rissienne. Le glacier de la Tinée atteint Saint Sauveur sur Tinée (500 m) et celui de la Vésubie débouche en amont du village de Lantosque (550 m). Encore une fois l'extension est assez proche de la langue glaciaire Rissienne.

Bien que les longueurs soient comparables pour les deux épisodes glaciaires, la surface couverte en altitude est bien moindre au Würm. Les glaciers supposés présents pendant le Riss sur le dôme de Barrot, la Haute Bévère et la Roya, le massif du Cheiron, disparaissent au Würm.

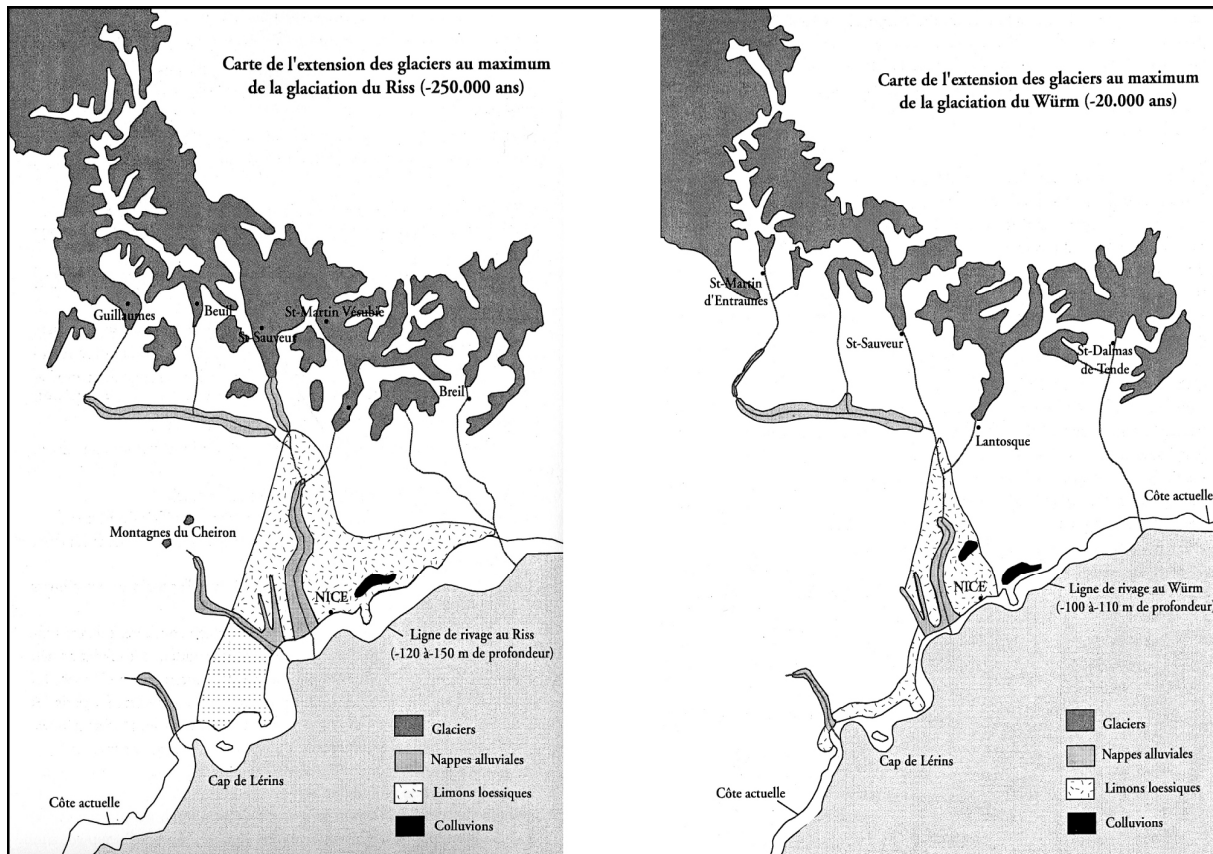
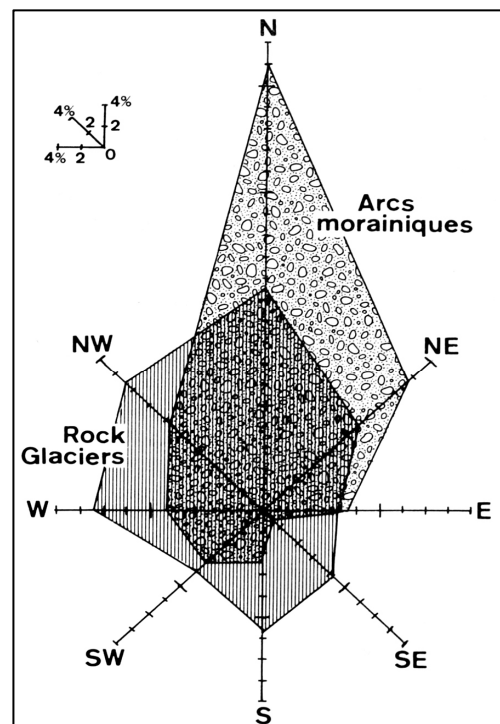


Figure 37 : Les premières limites de l'extension Würmienne ont été établies par Sacco (1912) sur le versant Italien et Penck et Bruckner (1901-1906) sur l'ensemble du massif.

Il ne faut également pas négliger les stades tardiglaciaires et postglaciaires où le retrait des glaciers de vallées a fait place à un glaciaire perché tardif. Ces glaciers, majoritairement orientés vers le Nord (Figure 38) ont pu subsister longtemps et réapparaître à la faveur de périodes froides comme le petit âge glaciaire (Reynaud et Vincent, 2002) qu'a connu l'Europe entre le XIII^{ème} et le XIX^{ème} siècle. Il existe enfin quelques reliques glaciaires très localisées sur les versants Nord du Mt Clapier et du Mt Gélas. D'autres reliques ont également disparu au cours du XX^{ème} siècle, au versant Nord du Mt Ténibre notamment (Monterin, 1930 ; Federici et Pappalardo, 1995).

C'est ainsi dans les parties hautes (> 1 600 m), que les formes et les dépôts hérités des phases glaciaires et postglaciaires sont les plus nombreux.

Figure 38 : Orientation des arcs morainiques d'altitude et des glaciers rocheux (voir paragraphe suivant) (Julian, 1980)



L'empreinte glaciaire à grande longueur d'onde dans le massif de l'Argentera et dans sa couverture peut se résumer à :

- L'existence d'un glacier perché dont l'origine se trouve dans le retard d'érosion régressive du à la surrection du massif, et accentué par l'alternance des périodes glaciaires-interglaciaires. En période glaciaire, le surcreusement mécanique et hydraulique affecte les auges, au contraire des zones de cirques où les eaux sont moins capables de creusement,
- Une disposition généralisée d'emboîtement : des auges ou des cirques composites suspendus au dessus des auges principales. Les vallées sont une succession de tronçons d'auges terminées par un amphithéâtre où confluent des auges affluentes fortement suspendues. Les gorges de raccordement sont aujourd'hui entaillées fortement par des torrents de raccordement,
- Une hétérogénéité généralisée des vallées glaciaires : le profil type présente un profil en ogive avec un fond plat et étroit et des versants le plus souvent évasés (Boréon, Fenestre, Haute Tinée, Stura di Demonte). Cependant, il y a alternance le long de chaque vallée de sections en auge et de sections en V en forme de gorges. D'autre part, des profils en long très hétérogènes se distinguent (profil normal à Fenestre et en forts gradins au torrent voisin de Gordolasque),
- Une forte dissymétrie dans la répartition des cirques et vallons glaciaires. D'une façon générale, la zone sommitale centrale et la zone périphérique du massif constituent deux domaines glaciaires différents. La zone sommitale présente un paysage alpin classique à cirques, crêtes et pyramides supraglaciaires. Les zones périphériques montrent un paysage de croupes dont seuls les flancs nord ont subi une empreinte glaciaire notable. Les véritables modelés alpins ne se développent qu'à la faveur de crêtes dépassant 2500m,
- De nombreux surcreusements glaciaires où l'on trouve de nombreux lacs. Les uns remplissent les creux de simples cirques en entonnoir (Laghi delle Portette, del Claus), d'autres occupent la partie basse de cirques composites (Lac du Mercantour, Rabuons, Nègre, Agnel, Vens supérieur), d'autres encore sont situés dans les auges (lagho della Rovina, San Bernolfo). Les dispositions en escalier sont également fréquentes (Lacs de Vens, de Morgon). Ces surcreusements sont bordés par des verrous dont le type le plus courant correspond à des noyaux structuraux polis sur toutes les faces. On trouve également des verrous de type barre ou gradins délimitant de forts escarpements avals.
- Une empreinte glaciaire moins marquée dans les roches sédimentaires : A l'exception des roches compactes et puissantes (Séries détritiques Permienne et Eocène) qui présentent un modelé comparable au socle (Lac d'Allos, Coyers, Merveilles...). Le glacier a agit en nettoyant les zones meubles et en dégageant des escarpements et dalles structurales plus compétents. Le conditionnement lithologique est beaucoup plus lisible que dans le socle.

L'érosion glaciaire : polissages et dépôts

Au-delà des structures générales à grande échelle, le glacier est avant tout un agent d'érosion et de transport de matériaux laissant derrière lui des morphologies locales qui sont celles qui seront immédiatement observables sur le terrain. Ces morphologies sont des marqueurs surfaciques et de temps importants.

- Polissages et raclages.

Ils sont la conséquence du fluage des glaciers. On trouve donc fréquemment des cannelures, des stries, orientées dans la direction de l'écoulement de la glace et dues à l'action des éléments rocheux plus ou moins fins qu'elle contenait (Figure 39). Une griffure est une strie qui s'approfondit vers l'aval et qui prend fin brusquement, lorsque l'inclusion rocheuse a été éjectée de son logement. Son observation permet donc de déterminer le sens d'écoulement de la glace.



Figure 39: Cannelures de dimension métrique dans le Permien de la Vallée des Merveilles.

Les débris les plus fins peuvent donner naissance à un véritable poli glaciaire sur des roches suffisamment dures. Mais les manifestations les plus communes sont les roches dites moutonnées. Les roches moutonnées sont un substrat rocheux qui a acquis une surface bosselée du même aspect qu'une toison de laine. Les roches moutonnées peuvent s'étendre sur des kilomètres et parfois montrer des stries, des polis glaciaires

- Dépôts glaciaires.

Deynoux (1980) appelle dépôts glaciogéniques : *"les sédiments transportés puis déposés par un glacier actif, ou libérés par la fonte de la glace et qui ont pu subir, postérieurement à leur dépôt, des déformations mais aucun remaniement important"*.

On distingue ainsi trois types (Figure 40) de dépôts glaciogéniques (Lebourg, 2000): les moraines de fond, d'ablation et d'écoulement.

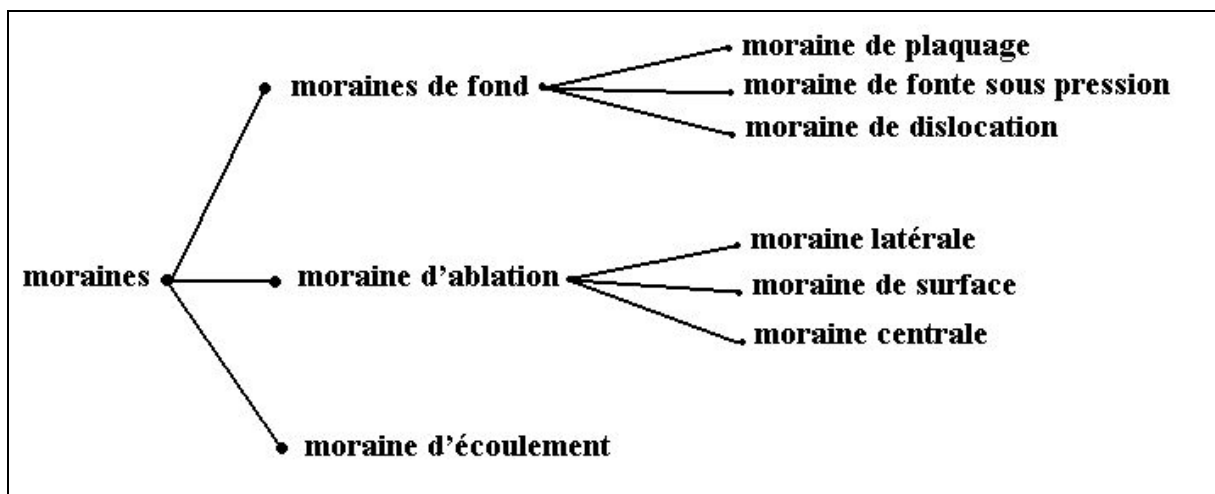


Figure 40: Types de moraines (Lebourg, 2000)

Les dépôts glaciaires sont importants dans les plaines de piémont et moins représentés au débouché des vallées alpines. Paradoxe cependant facilement explicable car en haute montagne, le couplage pentes-érosion est trop fort pour que les dépôts puissent s'y maintenir. Cette remarque est particulièrement vraie dans les vallées étudiées, où seules les moraines d'ablation latérale et parfois les moraines de fond consolidées sont représentées aux altitudes basses (< 1 600 m). Des volumes conséquents sont répertoriés et analysés (Julian, 1980) sur les versants et fonds latéraux des vallées (Figure 41 – Exemple du vallon de Valdeblore).

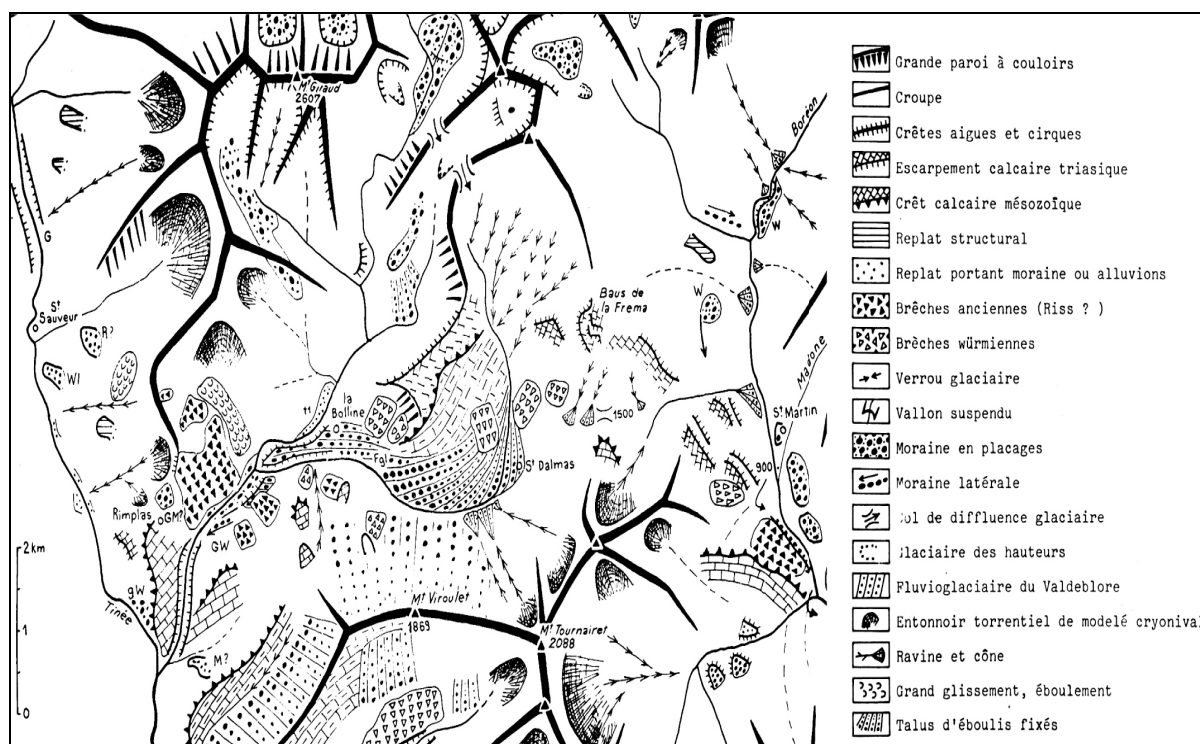


Figure 41: Schéma morphologique de la Valdeblore. (Julian, 1980)

C'est au dessus de 1 600 m que les dépôts et les formes hérités des phases glaciaires et des périodes périglaciaires sont les plus nombreux. C'est aussi là que leurs dynamiques et leurs successions sont les plus complexes, dépendant fortement de la nature des substrats. Plus que nulle part ailleurs dans les Alpes, les hautes pentes sont jalonnées de blocs sous forme de cônes, de langues, de bourrelets, de semis épars. Parmi ces blocailles (Table 1), l'on reconnaît à la fois des cordons et bourrelets de moraines, des glaciers rocheux et autres dépôts apparentés (section suivante), des cônes et talus d'éboulis.

<i>Formations</i>	<i>Altitude des fronts ou des accumulations</i>	<i>Altitude minimum des crêtes</i>
Moraines tardiglaciaires	1 600-2 800 m	2 000-2 100 m
Moraines actuelles	2 400-2 500 m	2 900-3 000 m
Glaciers rocheux Dont 70%	1 800-2 800 m 2 100-2 500 m	2 300 m
Moraines de névés	2 100-2 800 m	2 200 m
Eboulis actuels	> 2 400 m	/

Table 1: Répartition altitudinale des accumulations. (D'après Julian, 1980)

Les moraines d'altitude ont en particulier fait l'objet d'une étude détaillée, débutée par Schweizer (1968) et appliquée par Julian (1980) sur toute la zone d'étude. Les auteurs ont

ainsi mis au jour 4 stades morainiques différents accompagnés d'un stade sub-actuel. Ces stades (Table 2 – Figure 42) s'appuient sur une évaluation de la limite altitudinale des neiges et l'estimation de l'abaissement de celle-ci par rapport à la limite actuelle (Méthode de Hoffer).

<i>Stades</i>	<i>Abaissement de la limite des neiges et (altitude des fronts)</i>	<i>Zones de représentations majeures</i>
Würm	> 1 000 m	
Stade Mollières (I)	800-900 m (1600-2 250 m)	Nord Tinée (Demandols-Bouseyas) et Rive gauche de la Tinée (Blache, Lac de Fer et lac Petrus). Haut Boréon, Fenestre (Cirque de la tête de Ciment). Vallon de Gourios en Gordolasque. Haut Var (Col des Champs, Clos de l'aï et de la Bruna)
Chastillon (II)	550-600 m (1 900-2 500 m)	Chastillon (à l'Est du Mt Pelbrun), cirque des vallons de Prals, Haut de Fenestre. Abondantes en Général dans le socle et la couverture
Margès (III)	400-450 m (2 200-2 850 m)	Versant Nord du Mounier (moraines fines à cause des marnes) Les conditions d'exposition ont été fondamentales : on retrouve ces moraines essentiellement côté Italien (Nord de la cime de l'Agnel, Mt Matto)
Mounier (IV)	300 m (2 200-2 850 m)	
Actuel + Fernau (V)	? (2 750 m mini)	Quelques glaciers actuels : crête Gêlas-Clapier Glaciers disparus récemment : (Corborant, Ténibres, Capelet). Extensions généralisées en hautes altitudes et en orientation N durant le Fernau (petit âge Glaciaire)

Table 2: Stades morainiques post-Würm. (D'après Julian, 1980)

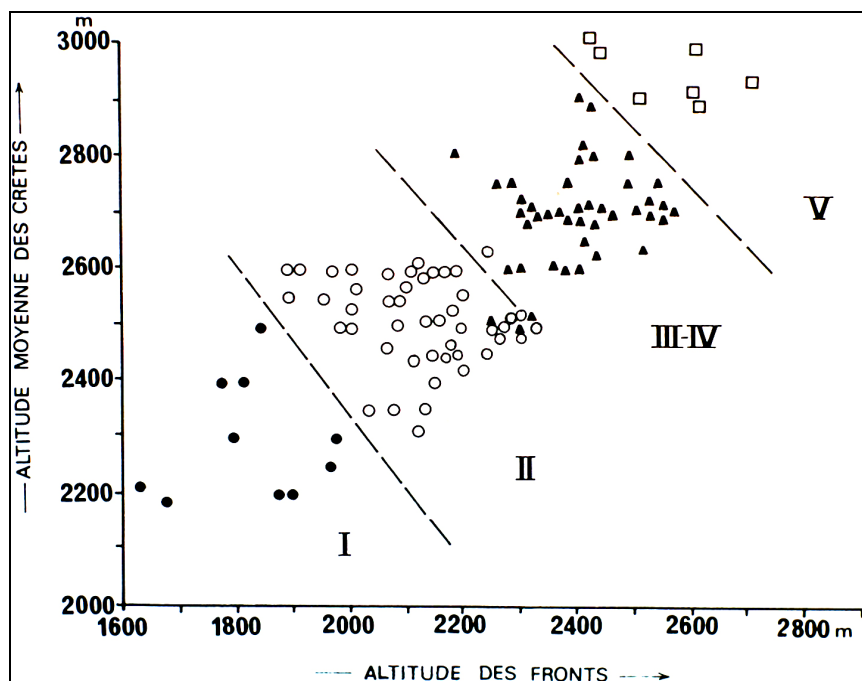


Figure 42: Les différents stades tardi-glaciaires (cf. Table 2) en orientation Nord (Julian, 1980)

L'intérêt de la reconnaissance de ces moraines est important, mais nous ne disposons malheureusement pas de calibration chronologique absolue à ce jour. Seul un essai de chronologie mettant en relation des études palynologiques, archéologique des Merveilles et de cryosols permet de replacer ces événements dans le temps (Figure 43).

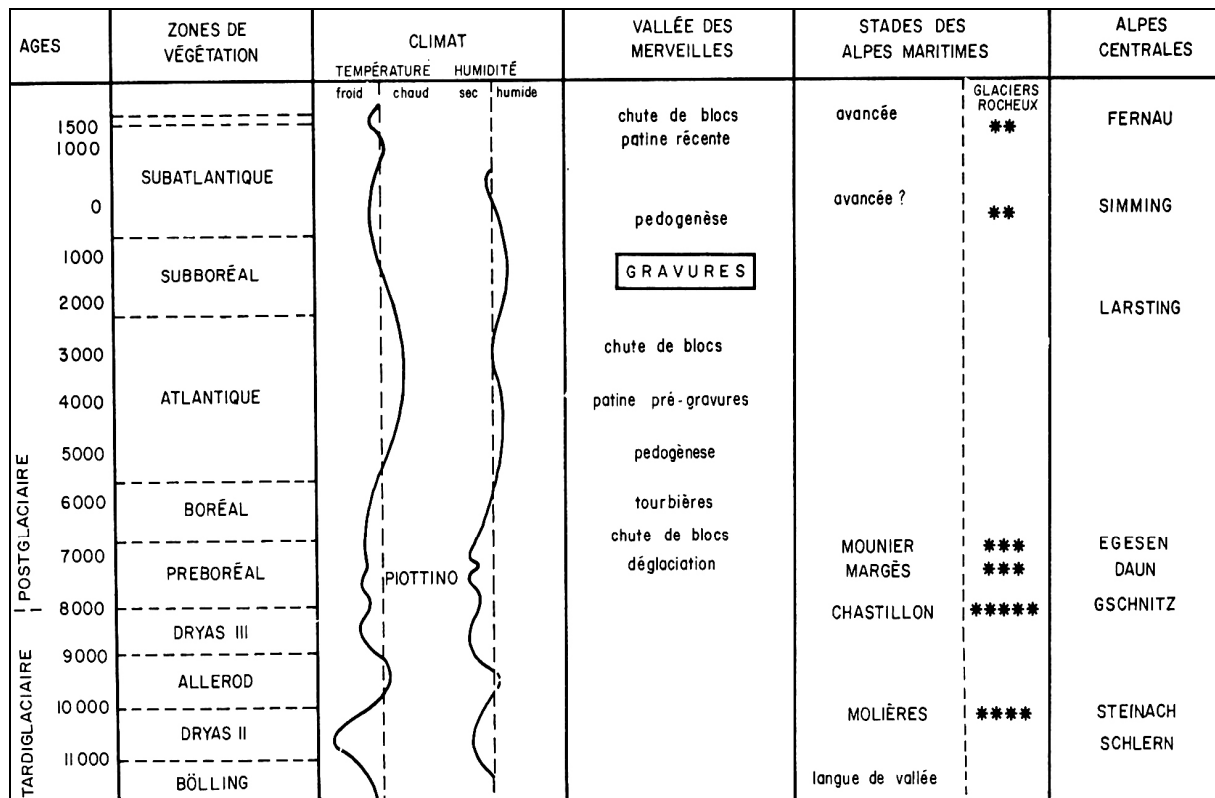


Figure 43: Essai de reconstitution chronologique du tardiglaciaire et postglaciaire (Table 2).
(Julian, 1980)

Morphologie postglaciaire.

Le retrait des glaciers expose les versants affectés à de rapides changements. L'érosion mécanique des versants, les contraintes appliquées, le retrait de matériaux... sont autant de phénomènes qui font passer la montagne d'un état de stabilité à un état d'instabilité. Un état de l'art des morphologies paraglaciaires est dressé par Ballantyne (2002).

Dans les massifs des Alpes Maritimes, nous distinguerons les morphologies stables des morphologies actives.

Outre les mouvements de versant que nous aborderons dans le chapitre suivant, de nombreuses morphologies peuvent fournir de précieuses indications spatio-temporelles :

- Les éboulis hérités du tardi et postglaciaire. Ces éboulis ne sont plus alimentés et sont souvent envahis par de la végétation. Ils présentent une stabilité relative et peuvent parfois montrer des indurations par cimentation calcaire des éléments,
- Les éboulis actifs sont régulièrement alimentés par des gélifracsts ou des blocs de fragmentation des crêtes et sommets supérieurs. Ils montrent des activités et des extensions très différentes suivant les lithofaciès qui les dominent,
- Des ravinements météoriques dont l'intensité est fonction du substrat et de la végétation qui l'occupe. Ces ravinements peuvent affecter des pans de versant complets dans le cas de roches tendres. Ils produisent des cônes de déjection plus ou moins importants à leurs pieds et détournent parfois les cours d'eau (exemple du versant de Las Ruinas à Saint Sauveur sur Tinée).
- De manière similaire aux ravinements, certaines rivières torrentielles remanient d'importants volumes de dépôts glaciaires et forment de grands cônes de déjections alimentés sporadiquement par de grands volumes (torrent du Réal, de Salso-Moreno, de Chastillon),

Un phénomène complémentaire se greffe à ses morphologies communes, les parties hautes des versants du massif du Mercantour sont fréquemment occupées par des glaciers rocheux (+ de 280 recensés). Schweizer (1968) et Julian (1980) en font une description approfondie alors même que l'origine de ces formations était encore débattue. Ils font encore aujourd'hui l'objet de nombreuses études dans le massif de l'Argentera (Evin et Fabre, 1990 ; Whalley et Palmer, 1998 ; Ribolini, 1999, 2003 ; Ribolini et Fabre, 2006).

Les glaciers rocheux diffèrent morphologiquement des moraines car ils correspondent à des volumes saillants de plusieurs mètres de haut, sans dépression interne de grande dimension (Figure 44). Pourtant, les bourrelets longitudinaux ont la même origine que les moraines latérales ou médianes des glaciers, ils s'allongent depuis le débouché des couloirs qui canalisent les débris. Ils diffèrent également des moraines de par leur plus grande homogénéité de répartition (cf. Figure 38). La structure globale « fluidale » constitue le principal paramètre distinctif et prouve un mouvement vers l'aval, mouvement cependant limité car le plus long de ces édifices dépasse à peine 1 km (la moyenne se situant autour des 400 m).

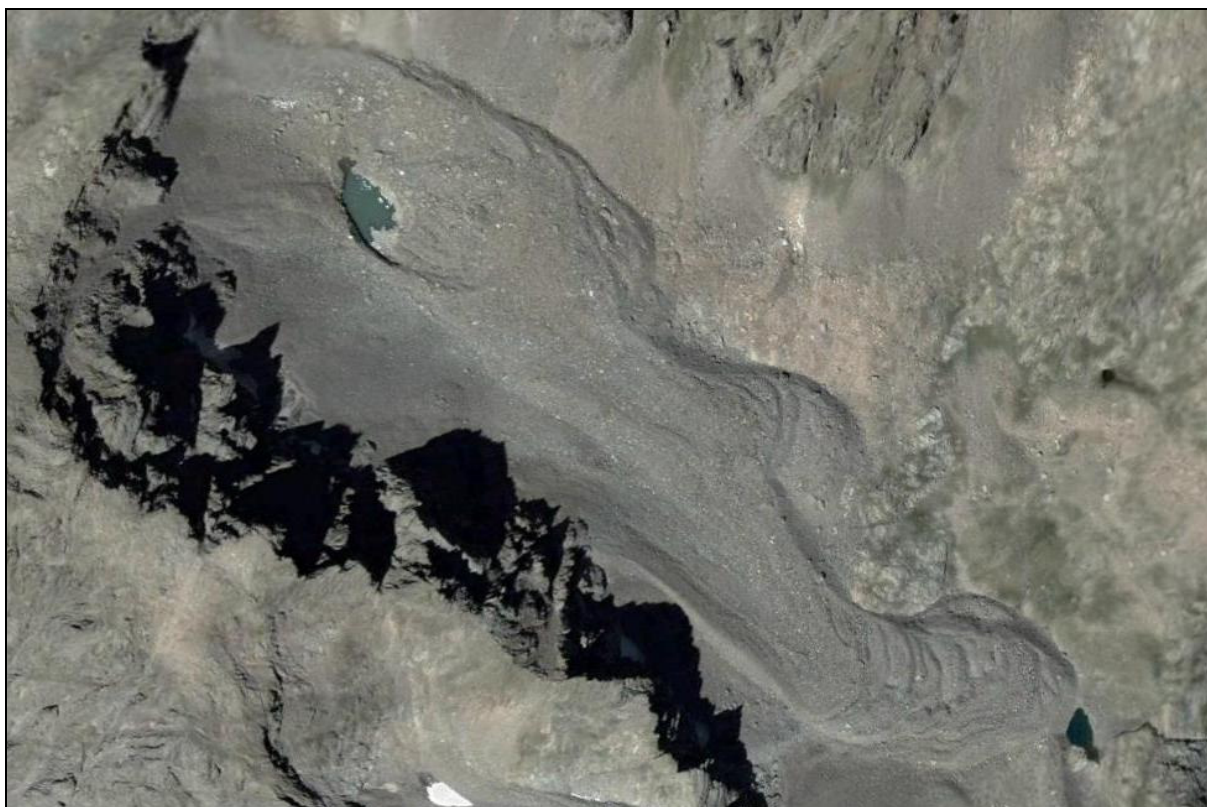


Figure 44 : Exemple de Glacier rocheux en Face Nord du Corborant. Vallée de la Tinée.
(Source Google Earth)

La mobilité des glaciers rocheux est dépendante de la quantité de glace qu'il enferme, il ne semble pas que les mouvements soient possibles sans cet apport nival. Ainsi, ces morphologies existent depuis le tardiglaciaire dans les zones de fonte et d'alimentation fortes en blocailles. Ils ont également pu avoir une histoire complexe suivant les variations climatiques, en effet, de nombreuses moraines des stades Chastillon à Mounier (cf. Table 2) sont recouvertes et même remaniées. Les glaciers rocheux présents dans des altitudes comprises entre 2400 et 2600m sont considérés inactifs. Au-delà, il est possible qu'une activité existe encore aujourd'hui pour environ 20% d'entre eux (Ribolini et Fabre, 2006) faisant d'eux de précieux repères temporels.

2. Les mouvements de versant

2.1. Introduction

Recenser les mouvements de versant dans une région aussi hétérogène que celle décrite, tant au niveau morphologique que géologique et climatique, revient en première approche à les reconnaître et les classer. Il existe un grand nombre de classifications des mouvements de terrain (Collin, 1846 ; Moret, 1945 ; Nemcok et al., 1972 ; Hoek et Bray, 1974, Malatrait, 1975 ; Colas & Pilot, 1976 ; Varnes, 1978 ; Hutchinson, 1988, Flageolet, 1989 ; Antoine et Giraud, 1993....), toutes différentes selon les critères de reconnaissance utilisés (géologiques, cinématiques, dynamiques, géomorphologiques...) et donc l'affinité de ceux qui les ont dressées.

Pour exemples, Hoek et Bray (1974) proposent une classification en fonction de la forme de la surface de rupture, Flageolet (1989) une classification en fonction de l'amplitude et de la direction des déplacements, Antoine et Giraud (1995) une classification à vocation opérationnelle (géotechnique).

Dans notre cas, les deux éléments fondamentaux pour la reconnaissance des mouvements dans leur cadre naturel sont fonction :

- de ce qui est observable : la morphologie des déformations (post-rupture),
- de ce qui est connu : la lithologie et la géométrie des versants.

Ainsi, la classification à double entrée introduite par Varnes (1978) et modifiée plus tard par Crozier (1986), Sassa (1985), s'intéressant aux types de mouvements et aux matériaux affectés est bien adaptée pour une première approche et reconnaissance des phénomènes gravitaires dans la zone d'étude. Dans cette classification, les matériaux sont séparés en deux familles (Figure 45): les matériaux de socles et les sols (grossiers et fins). Les mouvements sont quant à eux issus d'observations morphologiques (Figure 45).

Dans ce travail, seuls les mouvements de type rocheux et les glissements de sol vont faire l'objet d'une description plus approfondie et ceci après avoir présenté les caractères communs (phénoménologie) de l'aléa glissement de terrain. Pour plus de clarté, les ensembles chutes de blocs (*falls*) et glissement (*slides*) peuvent être individualisés de l'ensemble étalements latéraux (*spread*) et écoulements (*flow-creep*). En effet, bien qu'ils présentent des cinématiques différentes, les chutes et glissements ont comme point commun de présenter une surface de rupture reconnue ou reconnaissable délimitant le volume déstabilisé. De plus, l'ensemble appelé étalements latéraux, dans le cas de mouvements rocheux, représente une famille encore mal définie que l'on retrouve aujourd'hui sous l'appellation Deep Seated Gravitational deformations (DSGSD, Dramis et Sorriso-Valvo, 1994), et qui sera explorée en détail.

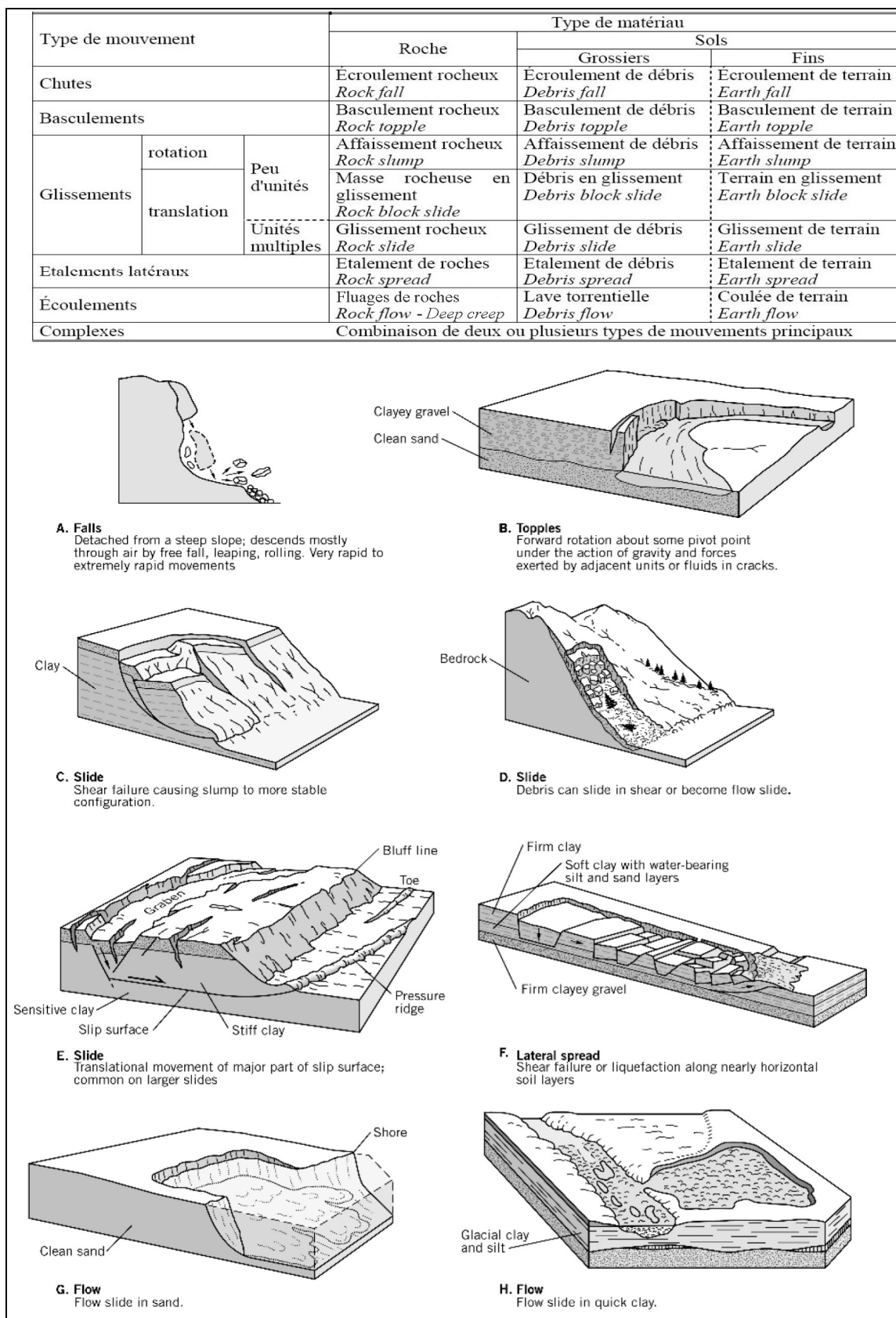


Figure 45: Classification de Varnes (dans Pollet, 2004) et représentation schématique d'une partie des principales formes de mouvements gravitaires (Varnes, 1978)

2.2. Phénoménologie

Le terme générique « glissement de terrain » ou « *landslide* » définit le mouvement d'une masse de roche, de terre ou de débris sur une pente (Cruden, 1991). Cette définition encadre donc une multitude de phénomènes plus ou moins connus et définis. Cette première partie a donc pour but de présenter les caractères communs et reproductibles dans le cas des mouvements gravitaires.

2.2.1. Cinématique des glissements

L'observation visuelle d'un mouvement de terrain est assez rare car ils affectent principalement des régions montagneuses présentant des densités de population faibles. Néanmoins, le premier processus dynamique observable est celui de la vitesse du mouvement. La détermination de la vitesse d'un mouvement de terrain après le déclenchement de celui-ci est quasiment impossible car, hormis le cas de versants surveillés, on ne peut constater que l'état post-rupture. Il existe cependant des échelles évaluant les vitesses en fonction des types de mouvements de terrain. La table 3 présente l'échelle proposée par Crozier (1979) adaptée de la classification de Varnes (1978).

	3 m/s	0,3 m/mn	1,5 m/j	0,5 m/m	1 à 1,5 m/an	0,3 m/an	0,3 > m/an
	E.R.	T.R.	R.	M.	L.	T.L.	E.L.
Chutes, écroulements de rochers (rockfall)							
Avalanches de débris (Debris Fall)							
Coulées de terre, de débris (Earth flow, Debris Flow)							
Glissements de roches (Rock Slide)							
Glissement rotationnel de roche (Rock slump)							
Glissement rotationnel de sol (Debris-Earth slump)							
Glissements plans de blocs (Rock slide)							
Glissements plans de sol (Debris-Earth slide)							
Débris en glissement (Debris block Glide)							

table 3: Vitesses des mouvements de terrain (Crozier, 1986). Adapté de Flageollet, 1989

ER: extrêmement rapide, TR: très rapide, R: rapide, M: modéré, L: lent, TL: très lent, EL: extrêmement lent

Bien qu'assez réductrice et incomplète (Les laves torrentielles ou *debris flow* ne sont par exemple pas correctement définies), cette classification donne un ordre d'idée sur la vitesse des mouvements et indirectement sur leur durée.

Cette durée est abordée dans la classification de Millies-Lacroix (1981), les limites inférieures et supérieures encadrant le phénomène de rupture présentent toutefois une déformation non négligeable (Figure 46). Ainsi la rupture (paroxysme) est encadrée par une phase dite préparatoire et une phase dite de relaxation ou de relâchement des contraintes. Les trois phases sont d'autant plus distinctes que le phénomène est rapide.

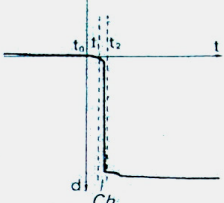
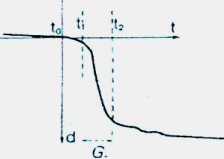
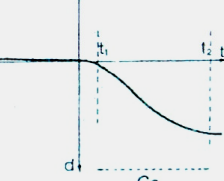
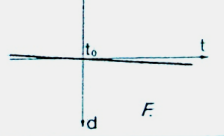
Type de discontinuité	Surface de séparation	Surface visible après le mouvement	Nature du matériau	Vitesse du phénomène	Dynamique
Rupture franche et irrégulière	Rupture, cassure, décrochement	Totalement à partiellement visible	Roche (consolidée)		« <i>Chute</i> »
Cisaillement avec surface plus ou moins lisse	Surface de glissement plane, circulaire ou courbe	Partiellement visible en amont	Sol (peu remanié) ou roche		« <i>Glissement</i> »
Surface ou zone irrégulière et rugueuse avec friction et arrachement du substratum	Surface de frottement ou de charriage	En partie à totalement cachée	Sol (remanié) ou sol + roche		« <i>Coulée</i> »
Zone de friction	Déformation ou rupture progressive	Totalement cachée	Sol		« <i>Fluage lent</i> »

Figure 46: Classification de Millies-Lacroix (1981) dans Falgeollet, 1989

La phase de relaxation des contraintes se décompose en deux parties distinctes :

- une phase de propagation : elle est à l'origine du démantèlement du matériel (Shaller, 1991) mis en mouvement. Elle est dépendante de plusieurs facteurs dont : la morphologie du versant et de la rupture en elle-même, la relation avec le substratum, la lithologie mise en jeu...
- Une phase de dépôt : il s'agit de l'arrêt de la masse glissée par consommation de son énergie cinétique. Elle est essentiellement dépendante de la topographie et des obstacles qu'elle peut présenter (Strom, 1996).

La phase de préparation (ou phase préparatoire) est celle qui fait passer la masse rocheuse de l'état stable à celui d'instabilité active. Elle résulte de l'action de facteurs de préparation amenant la pente vers la rupture, initiée par l'action de facteurs dits déclenchants (Figure 47). On peut distinguer deux processus de déstabilisation (Pollet, 2004):

- Des phénomènes lents, nécessitant une longue période de temps pour affecter le versant (altération, tectonique,...), ils correspondent aux facteurs de préparation,
- Des phénomènes rapides, à temps d'action très courts et prenant part à la rupture (séismes, fortes pluies, surcharge), ils correspondent aux facteurs déclenchants,

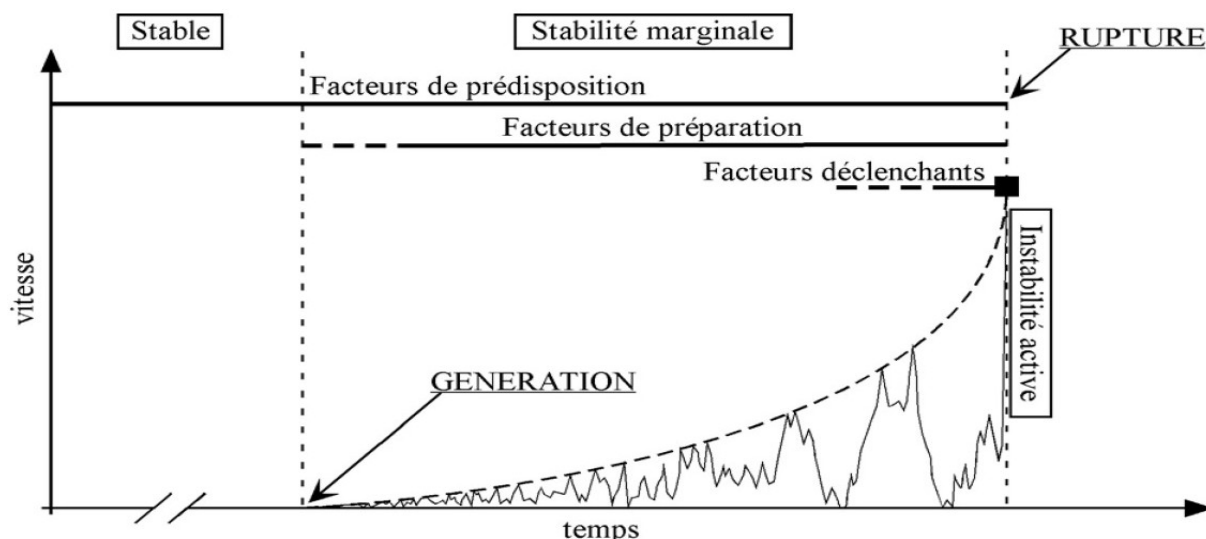


Figure 47: Illustration de la phase préparatoire par un graphique de vitesses de déplacement en fonction du temps. (Pollet, 2004)

Dans le cadre de la définition des aléas, les questions principales dans la problématique gravitaire sont où et quand y aura-t-il rupture de l'équilibre?

La reconnaissance de la phase et des facteurs de préparation est ainsi fondamentale, le facteur temporel étant très certainement le paramètre le plus difficilement quantifiable. Cette reconnaissance nécessite par exemple une instrumentalisation très précise dans le cas de chutes de blocs où les mouvements préparatoires sont infimes et parfois très longs (Gunzberger, 2004).

2.2.2. Les facteurs intervenant dans les processus d'instabilité.

La pesanteur est le moteur principal des mouvements gravitaires. Ainsi, la stabilité peut être simplement définie comme le rapport entre les forces qui tendent à initier le mouvement et les forces qui s'y opposent. Un rapport négatif étant synonyme de mouvement et inversement. La rupture de l'équilibre d'un massif sous-entend donc la modification d'un paramètre participant à la stabilité ou bien l'adjonction d'un paramètre déstabilisateur. Quelles sont les facteurs permettant la modification de l'un ou l'autre des paramètres stabilisateurs ou déstabilisateurs ?

2.2.2.1. Facteurs de prédisposition –Héritage géologique

Les facteurs de prédisposition sont issus de la structure même du massif rocheux. Ils découlent de l'histoire géologique à long terme d'un versant, ce sont donc essentiellement des paramètres de structure :

La lithologie : une alternance de couches aux comportements mécaniques très différents (ex : calcaire vs marnes) prédispose un massif au fluage. L'orientation de la lithologie par rapport à la pente morphologique peut par exemple conduire à du glissement banc sur banc.

La fabrique de la roche est source de discontinuité mécanique dans le cas de schistosités, foliations, stratification.

Les discontinuités (fractures, joints, failles, diaclases...) de par leur densité, leur agencement et leurs orientations dans le massif sont des guides pour les facteurs de préparation conduisant à la rupture (Figure 48).

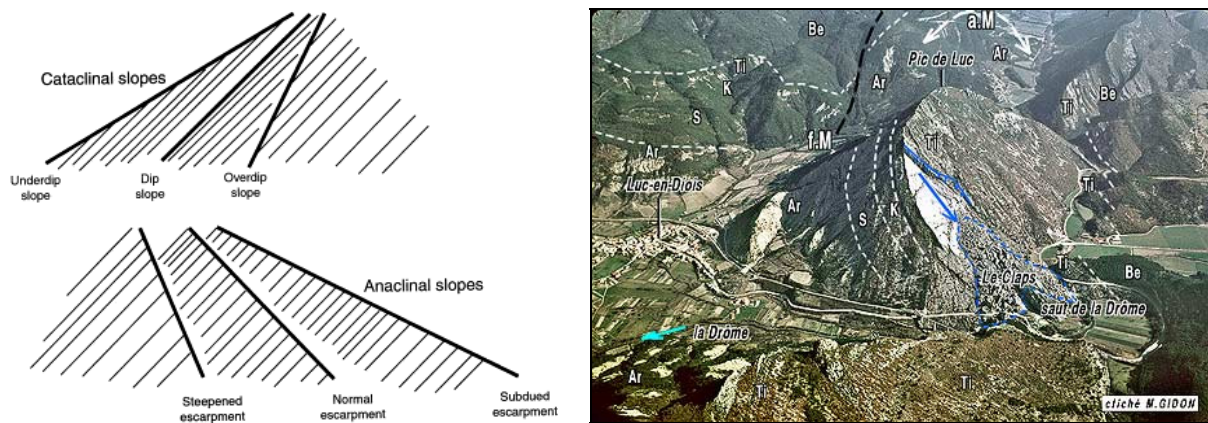


Figure 48: Relations entre pendage des discontinuités et pente du versant (Cruden, 2000).
Exemple du Claps du Luc en Diois où pente=pendage, Glissement plan sur dalle structurale.
 (Photo M. Gidon, [http://www.geol-alp.com/diois/ lieux_diois/luc.html](http://www.geol-alp.com/diois/lieux_diois/luc.html))

2.2.2.2. Facteurs préparatoires

Heim (1932) indique que les mouvements gravitaires résultent d'une préparation progressive de la pente et ne se font ainsi pas instantanément. Cette préparation est généralement beaucoup plus longue et plus importante pour la déstabilisation de matériaux rocheux que pour les sols (eux-mêmes en grande partie issus de l'altération de roches).

Dans tous les cas, la préparation d'un versant consiste à diminuer la résistance de la roche le long d'anisotropies existantes ou bien d'affecter la structure même du massif.

Facteurs géologiques

Le matériel géologique : certains matériaux, sous l'influence de sollicitations extérieures (eau, vibrations...), vont voir leurs propriétés mécaniques se dégrader dans le temps et ainsi concentrer les déformations. C'est fréquemment le cas des gypses (Compagnon et al., 1997), des marnes (Malet, 2003)...

Les mouvements tectoniques : ils vont modifier les caractéristiques de la roche par le jeu de failles ou la formation de plis. Ces actions peuvent jouer aussi bien sur le très long terme que sur le court terme dans les zones de tectonique active. Il s'agit ici d'un facteur clé de ce travail qui sera largement analysé par la suite.

L'altération : elle pourrait être introduite dans l'ensemble des facteurs référencés puisqu'elle peut être la conséquence de mouvements tectoniques ou bien dépendre de facteurs géomorphologiques... Elle est par définition la transformation subie par les roches du fait des actions externes. Deux familles d'altération existent : la météorisation à l'origine de la création de manteau d'altération, la pédogenèse à l'origine de la création de sols. Elles conduisent soit à une consolidation (patine), soit à une fragmentation (grains) à l'origine de la diminution de résistance des matériaux. A ces deux familles on peut ajouter une altération macro-mécanique (Figure 49) qui modifie la structure rocheuse par action de broyage et conduit également à la création de grains (Storti et al., 2003 ; Hernandez et al. soumis). Les effets de l'altération en rapport avec les mouvements de terrain sont très documentés (Hoek et al., 1998 ; Jaboyedoff et al., 2004 ; Calcaterra et Parise, 2005...).

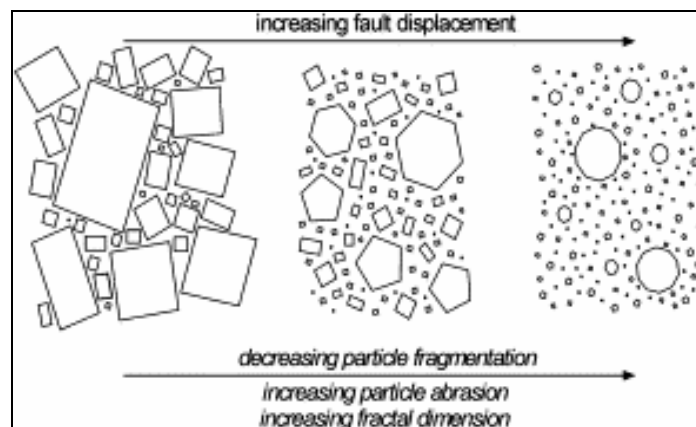


Figure 49 : Altération mécanique au sein de failles en fonction du déplacement (Storti et al., 2003). Il s'agit d'une étude sur des conditions mécaniques en profondeur tout a fait transposable dans le cas des déstabilisations gravitaires en milieu rocheux (Hernandez et al., soumis)

Facteurs morphologiques et géomorphologiques

Les facteurs morphologiques qui permettent l'évolution d'un versant vers la rupture peuvent être :

La création et la modification de pentes morphologiques : cela recouvre des phénomènes à plus ou moins long terme. La surrection (tectonique ou isostatique) d'un massif à l'origine de l'augmentation des pentes (Habib, 1990), l'incision des vallées peut également être due aux cycles de glaciations-déglaciations (Bishop et al., 2002) (Palmquist et Bible, 1980) ou bien à des variations du niveau eustatique (Baize et Lagarde, 1998). Le retour aux pentes d'équilibre est un phénomène plus ou moins rapide de compensation du à l'érosion et dont une partie importante est considérée comme imputable aux mouvements de terrain (Hovius et al., 1997 ; Densmore et al., 1998 ; Montgomery et Brandon, 2002). A noter que les pentes résultantes sont également un bon marqueur de la rhéologie des versants.

Les conséquences mécaniques des déglaciations: En marge de l'augmentation de la pente des versants suite au retrait des glaciers, la résultante mécanique de la surcharge engendrée par la couverture glaciaire induit deux phénomènes fréquemment cités dans l'origine de mouvements de versants : le rebond post glaciaire (Matheson et Thomson, 1973) et la décompression des versants (Whalley et al., 1983 ; Smith, 2001 ; Cossart, 2004)

L'érosion : Elle est en majorité la conséquence du travail de l'eau (que nous développerons ci-après), par dissolution et chenalisation. L'érosion glaciaire peut également mener au dépôt de moraines sur les versants et contribuer à leur surcharge ainsi que supprimer les butées en pied des versants. La soustraction de matériels de pied de pente est également le fait de l'action mécanique des écoulements fluviaux (Rochet et al., 1994), des cycles de marées, de l'action des vagues. Les variations de couvertures végétales en fonction des fluctuations du climat ou d'incendies sont un facteur supplémentaire de contribution à l'érosion.

Facteurs physiques permanents et ponctuels

La gravité (Newton, 1687) est le seul facteur physique permanent. Elle est à l'origine de la majorité des mouvements gravitaires. C'est donc à la fois un facteur préparatoire et un facteur déclenchant intervenant généralement dans le cas de fortes topographies et fortement dépendant des caractéristiques mécaniques de la roche ou du sol (Chemenda et al., 2005).

Les principaux facteurs physiques ponctuels sont des facteurs d'intensité forte mais qui n'induisent pas directement la rupture. Ce peut être des phénomènes climatiques extrêmes (Pollet, 2004) : précipitations intenses, crues exceptionnelles, tempêtes, foudre ; des sollicitations géologiques ponctuelles (séismes, éruptions volcaniques). Dans le cas de

séismes, la secousse principale peut suffisamment endommager un versant pour qu'une réplique déclenche le mouvement. On parle alors d'effet de fatigue (Finlayson et Statham, 1980 ; Demers et al., 1999).

Facteurs anthropiques

L'activité humaine peut parfois être une cause supplémentaire dans l'évolution des pentes vers la rupture. Néanmoins, il s'agit majoritairement de mouvements de faible ampleur et très exceptionnellement de mouvements de grande ampleur.

Quelques cas existent cependant (Figures 50 et 51), ayant pour cause l'activité minière pour les catastrophes de Elm (Hsü, 1978 ; Melosh, 1986) ou de Frank le 29 avril 1903 (Cruden et Hungr, 1986 ; Benko et Stead, 1998), une cause hydraulique dans la catastrophe de Vajont le 9 Octobre 1963 (Muller, 1964, Semenza et Ghirotti, 2000), une cause pastorale et agricole dans le glissement de Mayunmarca au Pérou (Kojan et Hutchinson, 1978). Plus fréquemment, ce sont les suppressions de butée en pied, les surcharges ou drainages incorrects (Arnaud-Fassetta et al., 2005) qui, à cause d'une méconnaissance et d'un défaut d'anticipation (Pilot, 1982), sont à l'origine de mouvements de faible à moyenne ampleur (Lebourg, 2000).

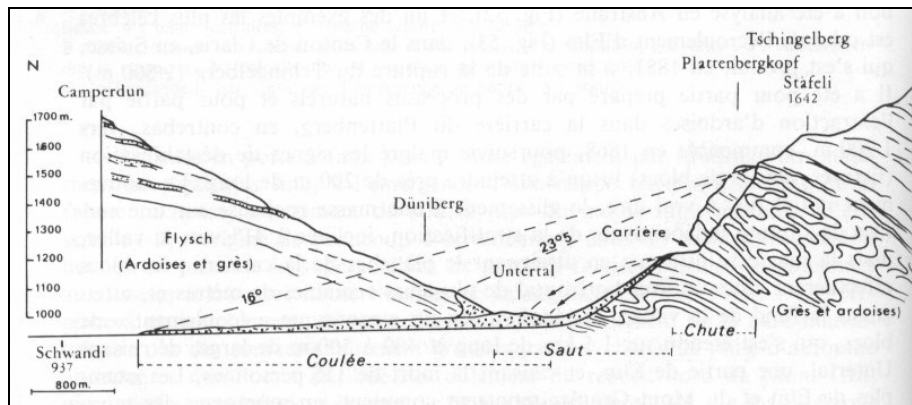


Figure 50 : Catastrophe de Elm, coupe et représentation de la zone glissée et de l'entaille de la Carrière (Inconnu - <http://www.univ-savoie.fr/mse/ressources/rapports/rapports00/Menetrey/coupe%20Elm.html>)

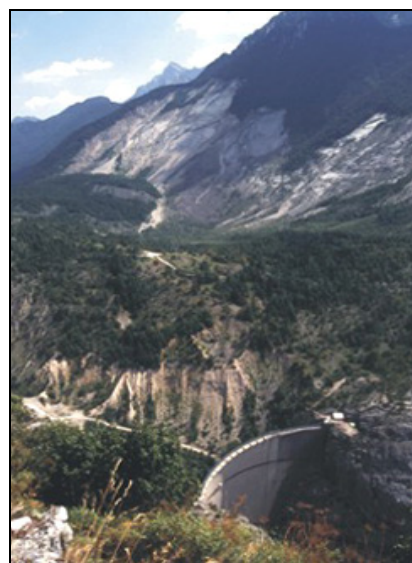


Figure 51: Catastrophes de Frank-Canada (Photo J.S Aber - <http://academic.emporia.edu/aberjame/>) et du Vajont-Italie (Photo M. Zorn <http://www.zrc-sazu.si/giam/>)

2.2.2.3. Facteurs déclenchants (et/ou accélérant)

Selon Varnes (1978), un mouvement de terrain ne résulte que d'une action déclenchante externe à l'origine d'une augmentation de contrainte ou d'une diminution de la résistance d'un matériau (Wiecsorek 1996).

Les sollicitations externes permettant le déclenchement d'instabilités sont les mêmes que dans le cas des facteurs physiques ponctuels de préparation. D'un point de vue qualitatif, les volumes déstabilisés sont d'autant plus importants que les sollicitations sont puissantes.

Sollicitations sismiques ou volcaniques

Il est aujourd'hui clairement démontré que les tremblements de terre sont la source majeure de mouvements gravitaires dans des zones actives (Crozier et al., 1995 ; Bonzanigo et al., 2001 ; Bommet et Rodriguez, 2002 ; Lin et Tung, 2004). La résistance au cisaillement des sols et roches est diminuée par l'augmentation de la pression interstitielle et répond fortement aux sollicitations dynamiques apportées par les ondes S (Ochiai et al., 1985 dans Pollet, 2004). Les paramètres de formes du versant et de la source sismique sont déterminants dans la répartition des mouvements déclenchés (Tibaldi et al., 1995). Le récent séisme de Chi-Chi à Taiwan en 1999 (Magnitude 7,6 sur l'échelle de Richter, Lin et al., 2001) est à l'origine de nombreuses publications (Chigira, 2003 ; Shou et Wang, 2003 ; Wang et al., 2003 ; Yuan et al., 2004 ; Khazai et Sitar, 2004 ; Lin et al., 2004 ; Chen et al., 2004, Chang et al., 2006...) portant à la fois sur des mouvements rocheux et de sols d'échelles très variables et induits par le séisme. D'autres exemples de glissements de par le monde peuvent être cités : Sherman Glacier en Alaska (Mc Saveney, 1978), Ontake au Japon (Sassa, 1987).... Des séismes de faible magnitude peuvent également être la source de mouvements de grande ampleur dans le cas de versants préparés, c'est le cas du glissement de Hope au Canada en 1965 consécutif à des secousses ne dépassant pas 3,2 sur l'échelle de Richter (Matthews et Mc Taggart, 1978).

L'action des activités volcaniques est plus complexe mais aboutit également souvent à la déstabilisation d'édifices (Siebert, 1984 ; Okubo, 2004 ; Ponomareva et al., 2006 - Figure 52). Les facteurs de déstabilisation peuvent être le gonflement de l'édifice, l'activité hydrothermale, les explosions et séismes et enfin l'effondrement de l'édifice par vidange de la chambre magmatique (Caldeira).

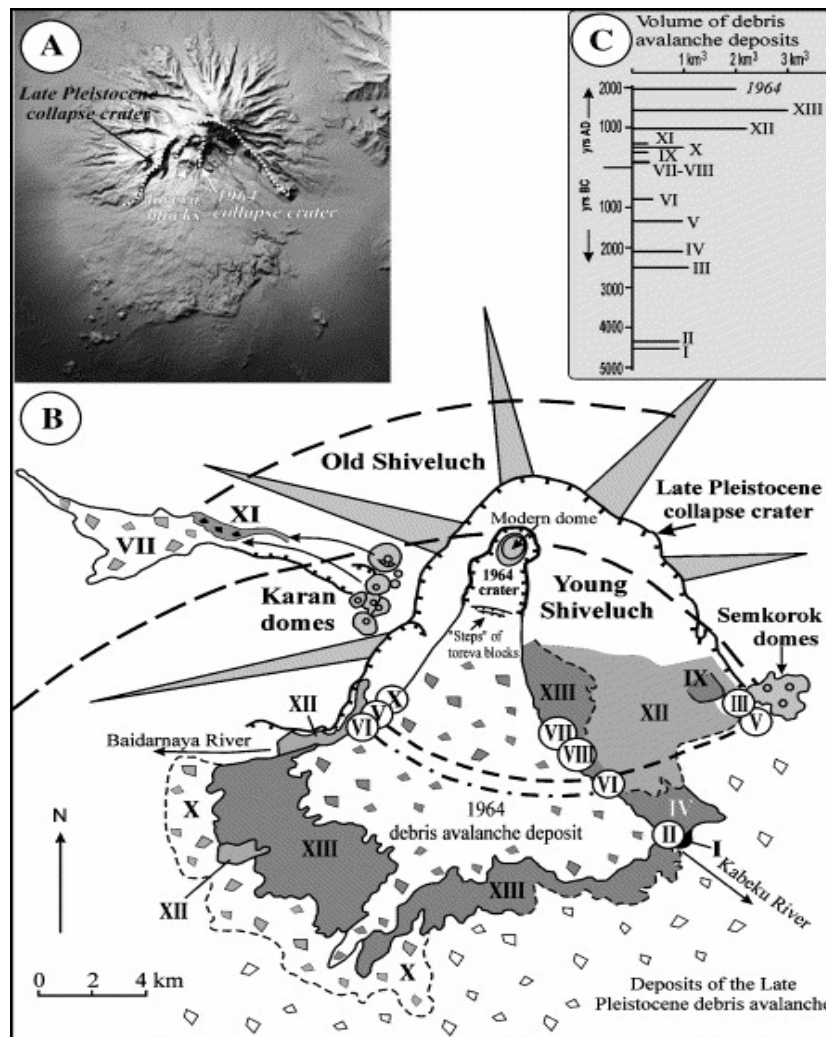


Figure 52: Dépôts d'avalanches de débris au volcan Shivelush – Kamchatka (Ponomareva et al., 2006). A) Mnt à 90m dérivé de la mission SRTM, B) Carte synthétique des dépôts, C) Ages des effondrements

Sollicitations climatiques

Les facteurs climatiques sont en majorité responsables du déclenchement de mouvements gravitaires de faible volume mais qui peuvent être très nombreux au regard des surfaces affectées. Les phénomènes de cryoclastie et de gélifraction (en présence d'eau ou non) sont, dans les régions montagneuses ou désertiques, un phénomène important de destabilisation de faibles mais très nombreux volumes rocheux (Cruden, 1985 ; Fournier et Allard, 1992). L'action de l'eau (développée dans le paragraphe suivant), et par extension des tempêtes (Shakoor et Smithmyer, 2005), induit généralement de nombreux mouvements superficiels (Guzzetti et al., 2004 ; Chen et al., 2006) et peut également être à l'origine de mouvements de grande ampleur dans le cas de sollicitations longues et/ou répétitives (Luino, 2005 ; Crosta et al., 2004 – Figure 53).

Les eaux souterraines dans les versants

L'eau souterraine peut avoir différentes origines (Tullen, 2002):

- L'infiltration par apports de surface (Figure 54): En temps normal, le sol est saturé jusqu'à une certaine hauteur (surface piézométrique). De l'eau peut exister au dessus de cette surface en étant maintenue par capillarité (i.e. eau capillaire). Un apport de surface va remplacer les vides existant et engendrer une infiltration ; la vitesse d'infiltration est contrôlée d'un côté par la porosité/perméabilité du sol et d'autre part, par les réseaux de discontinuité (ex : karsts).

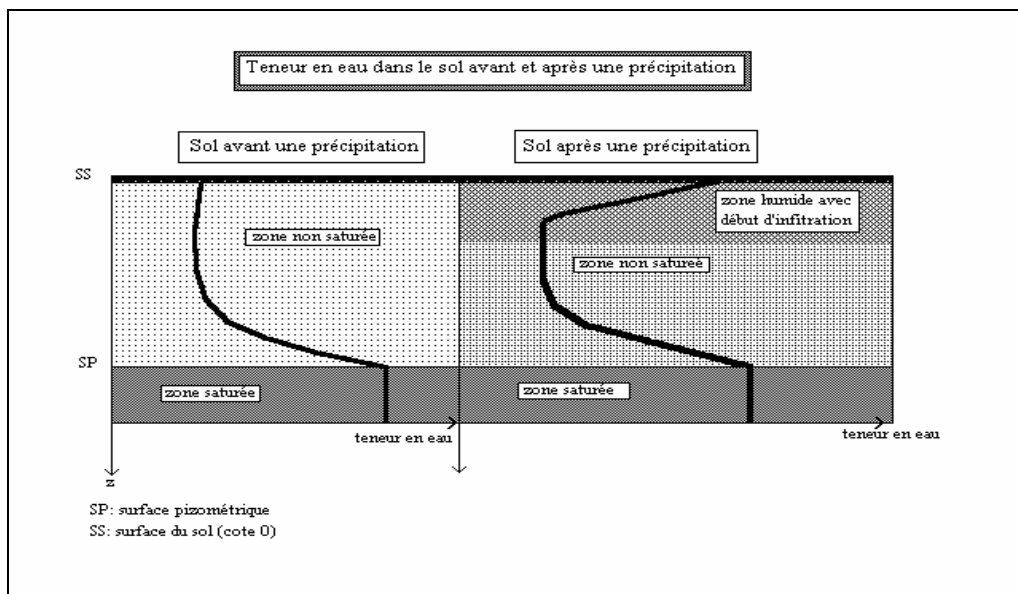


Figure 54: Variation de la teneur en eau dans le sol avant et après une précipitation. (Lebourg, 2000)

- Une alimentation externe : il peut s'agir de l'eau drainée par une ou des structures géologiques d'un bassin versant vers un autre bassin versant,
- Une origine fossile : Stockage d'eau dans des aquifères fermés et datant de cycles hydrologiques antérieurs (Plummer et Busenberg, 1999),
- Une origine géothermale : eau ayant parcouru un chemin complexe et profond avant de remonter vers la surface (Hippolyte et al., 2006).
- Le réchauffement climatique : retrait glaciaire, fonte du pergélisol.

2.2.2.4.2. Action de l'eau sur la stabilité des versants.

Une partie des effets d'origine hydraulique sur les versants est résumée dans la table 4.

L'eau superficielle peut avoir deux effets principaux :

- Les ruissellements et écoulements interviennent en tant que modificateurs de la morphologie. Ils peuvent entraîner la soustraction de matériaux en pied de versant et ainsi supprimer la butée en pied maintenant l'équilibre. Ils peuvent également inciser et créer des reliefs inexistantes. Ils interviennent aussi comme modificateurs rhéologiques des formations superficielles par soutirage des particules fines.
- Le stockage de l'eau sous forme de neige ou de glace peut augmenter la charge sur un versant et conditionner la préparation et/ou sa rupture.

L'eau souterraine induit un plus grand nombre de phénomènes mécaniques et chimiques qui peuvent être regroupés en quatre types :

- Les effets sur les propriétés des terrains : Les infiltrations ou augmentations de hauteurs de nappes affectent le facteur de sécurité par *augmentation du poids volumique*. D'autre

part, le remplacement de la phase gazeuse par la phase liquide va diminuer le phénomène de succion entre les deux phases et donc diminuer la cohésion du sol, on parle de *diminution des forces de capillarité* (Escario et Saez, 1986).

- Les effets hydrostatiques : Lors de l'augmentation du niveau piézométrique, il y a *augmentation de la pression hydrostatique* dans le sol. Cette augmentation de pression (Δu) entraîne une modification de l'état de contrainte granulaire (Figure 55) et une translation du cercle de Mohr (dans le cas d'un comportement fragile) vers la courbe enveloppe de rupture (Desvarreux, 1970). L'intensité de la pression interstitielle ne dépend pas du volume d'eau, mais plutôt de la hauteur de la charge d'eau (Terzaghi, 1967). L'effet capillaire cité au dessus est maintenu.

L'augmentation de la pression hydrostatique peut également être la conséquence de l'augmentation du volume de l'eau lors du gel dans les parties superficielles on parle de *Cryoclastie*.

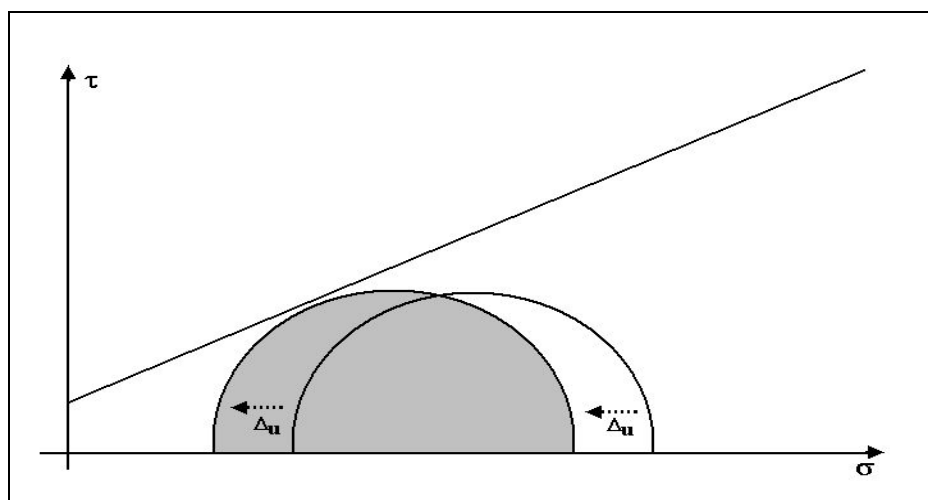


Figure 55: Modification de la contrainte intergranulaire (Desvarreux, 1970 dans Lebourg, 2000).

- les effets hydrodynamiques : L'écoulement dans le milieu rocheux produit une poussée sur le matériau traversé (Amiri, 1973), le transport de particules fines permet en plus d'augmenter la perméabilité et donc de favoriser l'écoulement (Reid, 1997), ce sont les *forces de percolation*. A l'inverse, le *colmatage* des pores de sol par dépôt de particules fines dans le cas d'un flux peu efficace permet la diminution de la perméabilité et donc la diminution de la capacité hydraulique. Cette modification des conditions hydrauliques d'un milieu peut permettre l'augmentation de la charge d'eau et donc de la pression interstitielle d'un versant (Reid, 1997), on revient à un effet hydrostatique.
- Les effets chimiques : Ce sont essentiellement des phénomènes de *dissolution*, qui entraînent la diminution des liaisons intergranulaires et donc de la cohésion des sols et des roches (gypse, calcaires...). Mais ce peut également être des phénomènes de *floculation* au cours desquels les matières forment des flocons et s'agrègent en blocs en modifiant la cohésion d'un sol (exemple du lessivage de la pyrite entraînant la floculation d'argiles) ; ou bien de *gonflements* dans le cas d'argiles (Collin, 1846) augmentant les contraintes internes du massif. Enfin les *transformations minérales* et en particulier en argiles permettent de modifier les conditions hydrauliques d'un versant en créant par exemple des horizons imperméables.

Circonstances	Mode d'action	Matériaux sensibles	Modification de l'état initial	Effets sur l'équilibre des pentes et talus
Pluie et fonte des neiges	Remplacement de l'air dans les vides	Sable humide	Pression de l'eau interstitielle (augmentation)	Coefficient de frottement (diminution)
	Déplacement de l'air dans les diaclases	Roches fissurées Schistes argileux		
	Tension superficielle et gonflement (diminution)	Argiles dures fissurées. Certains schistes argileux	Gonflement	Cohésion (diminution)
	Altération chimique	Toutes roches	Liaisons intergranulaires (diminution)	
Gel	Volume (augmentation)	Roches fissurées	Elargissement et création de fissures	
	Formation et fusion de couches de glace	Limon et limon sableux	Teneur en eau de couche supérieure (augmentation)	Coefficient de frottement (diminution)
Sécheresse	Retrait	Argile	Fissuration	Cohésion (diminution)
Vidange rapide d'eau retenue	Filtration vers le pied du talus	Sable fin et limon	Pression interstitielle (augmentation)	Coefficient de frottement (diminution)
Modification rapide du niveau piézométrique	Réarrangement des grains	Sables fins non compacts saturés d'eau	Spontanée pression interstitielle (augmentation)	Boulance (diminution)
Montée d'une nappe au voisinage	Montée du niveau piézométrique	Couche de limon ou sable dans ou sous l'argile	Pression interstitielle (augmentation)	Coefficient de frottement (diminution)
Infiltrations provoquées	Filtration à travers le talus	Limons saturés d'eau		
	Déplacement de l'air des vides	Sables fins humides	Disparition des tensions interstitielles	Cohésion (diminution)
	Dissolution d'un ciment	Lœss	Liaison intergranulaires (diminution)	
	Erosion souterraine	Sables fins et lœss	Creusement sous le versant	Contraintes de cisaillement (augmentation)

**Table 4: Le rôle de l'eau dans les mécanismes de génération des mouvements de terrain
(D'après Terzaghi, 1950, et Bombard, 1968)**

2.2.2.4.3. Classification de Tullen (2002) des phénomènes hydrogéologiques (Figure 56)

Dans sa thèse, Tullen (2002) a regroupé et classé l'ensemble des phénomènes hydrologiques à considérer dans l'étude des instabilités de pente :

- **Apports de surface**

- 1a - Pluie (*apports directs*);

- 1b - Neige (*apports directs retardés*);

- 1c - Réseau hydrologique (*infiltration depuis le réseau hydrologique: rivière, lac, etc...*);

- 1d - Glacier (*infiltration d'eau due à la fonte des glaciers, réchauffement du climat*);

- 1e - Activité anthropique (*comprend tous les apports induits par l'activité humaine: eaux claires, irrigation, rupture de canalisations, réalimentation, etc...*).

- **Alimentation des terrains instables**

- 1f - Locale (*infiltration efficace des apports de surface dans le bassin versant hydrologique du glissement*);

- 1g - Externe (*infiltration efficace des apports de surface dans un bassin versant hydrologique voisin*);

- 1h - Profonde (*infiltration efficace des apports de surface par des circulations profondes. Les eaux géothermales et fossiles sont intégrées dans cette catégorie*).

- **Pertes**

- 2a - Exutoires naturels qui ne se réinfiltrent pas en aval (*source, rivière, surface d'eau libre, dépression fermée*);

- 2b - Evapotranspiration (*évaporation à la surface du sol, interception et prélèvement par les végétaux*);

- 2c - Ruissellement (*apports de surface qui ne s'infiltrent pas dans le sous-sol soit par dépassement de la capacité d'infiltration, soit par saturation du sol*);

- 2d - Perte dans d'autres aquifères (*écoulements souterrains hors du glissement par l'intermédiaire d'une zone non saturée ou d'un aquitard*);

- 2e - Activité anthropique (*comprend toutes les exportations induites par l'activité humaine: pompage, drainage, captage, retenue, pratique agricole, etc...*);

- 2f - Stockage (*augmentation de la teneur en eau par humidification du sol*).

- **Phénomènes externes**

- 3a - Erosion fluviale (*due aux écoulements et aux ruissellements de surface*);

- 3b - Activité anthropique (*modification des pressions interstitielles ou du champ de perméabilité suite à des activités humaines; ouvrages superficiels, ouvrages souterrains, drainage, pompage, infiltration, déforestation, etc...*);

- 3c - Activité sismologique (*modification des pressions interstitielles ou du champ de perméabilité suite à des phénomènes vibratoires: tremblement de terre, éruption volcanique, écroulement, etc...*);

- 3d - Activité tectonique (*modification des pressions interstitielles ou du champ de perméabilité suite à des phénomènes de déformations ayant affecté des terrains géologiques postérieurement à leur formation: cassures, plis, schistosité, etc...*);

- 3e - Eluvion / altération des roches / colmatage (*modification du champ de perméabilité du sol ou des roches suite à des phénomènes d'origine hydroclimatologique*);

- 3f - Couvert végétal (*modification des écoulements souterrains suite à l'évolution naturelle du couvert végétal, ouragan, etc...*);

- 3g - Gel / dégel (*modification des écoulements souterrains de subsurface en relation avec les variations de température*).

• Phénomènes internes

4a - Variation des pressions interstitielles (*en relation avec les différents types d'alimentation des terrains instables, les phénomènes externes présentés ci-dessus et les autres phénomènes internes présentés ci-dessous*);

4b - Mouvements du terrain (*modification des écoulements souterrains en relation avec l'apparition de fractures d'extension, de traction, etc..., qui vont modifier les paramètres intrinsèques*);

4c - Erosion interne (*pression de courant, mise en suspension des particules fines*);

4d - Altération minéralogique (*modification des paramètres hydrogéologiques en relation avec les interactions hydrochimiques eau-roche et eau-sol*).

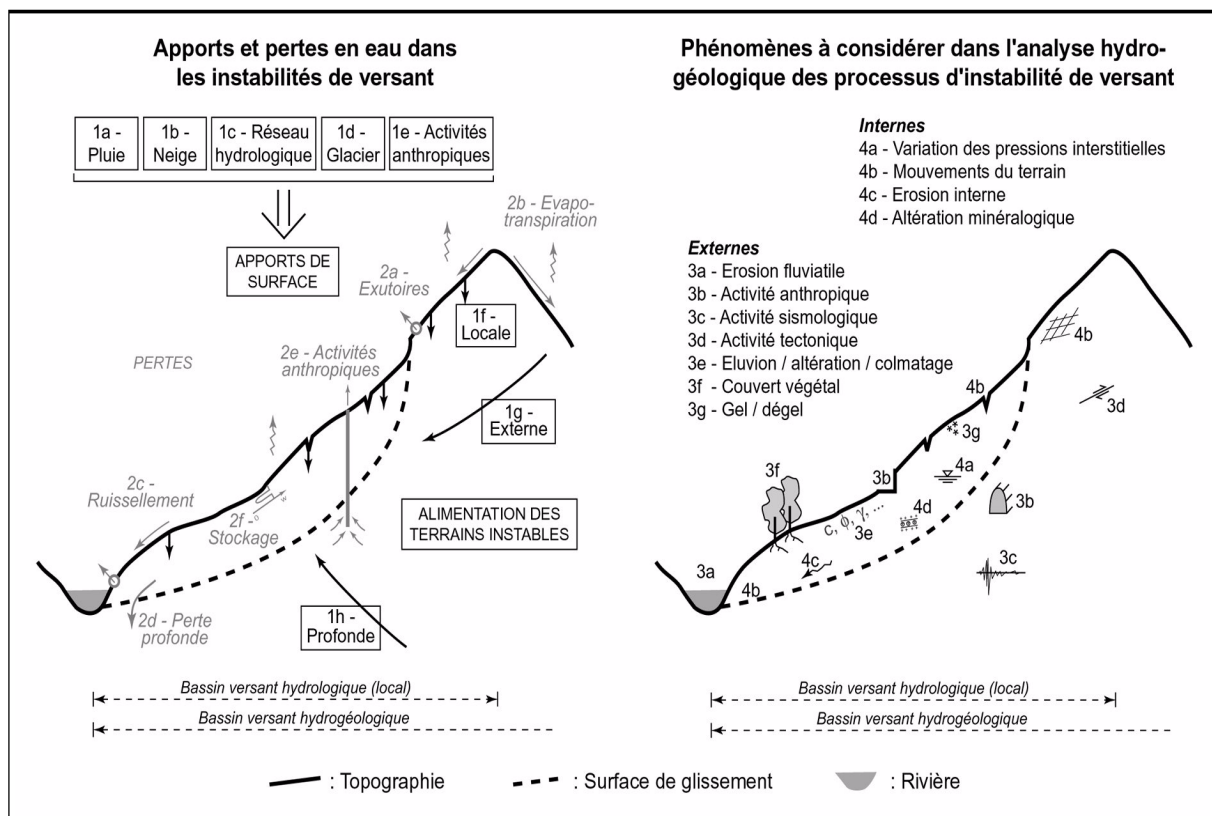


Figure 56 : Classification des phénomènes liés à l'eau qui doivent être considérés dans l'analyse hydrogéologique des processus d'instabilité de pente. (Tullen, 2002)

2.3. Les mouvements gravitaires avec surface de rupture

2.3.1. Les glissements de sols

2.3.1.1. Structures

Les glissements de terrain dans les matériaux de type sols sont certainement ceux qui sont le plus documentés depuis Alexander Collin au milieu du XIX^{ème} siècle. Dans sa classification, Millies-Lacroix (1981) indique que la surface de rupture peut être plane, circulaire ou courbe (Table 5).

Type de discontinuité	Surface de séparation	Surface visible après le mouvement	Nature matériau	Dynamique
Cisaillement avec surface plus ou moins lisse.	Surface plane, circulaire ou courbe	Partiellement visible en amont	Sol ou roche	Glissement

Table 5: Surfaces de séparation avec le substratum en place dans le cas de glissements de sols (adapté de Millies-Lacroix, 1981).

- Les glissements plans (Figure 57) : Ils se produisent quand les discontinuités lithologiques et/ou mécaniques d'un versant sont inclinées dans le sens de la pente et constituent des surfaces de glissement potentielles.

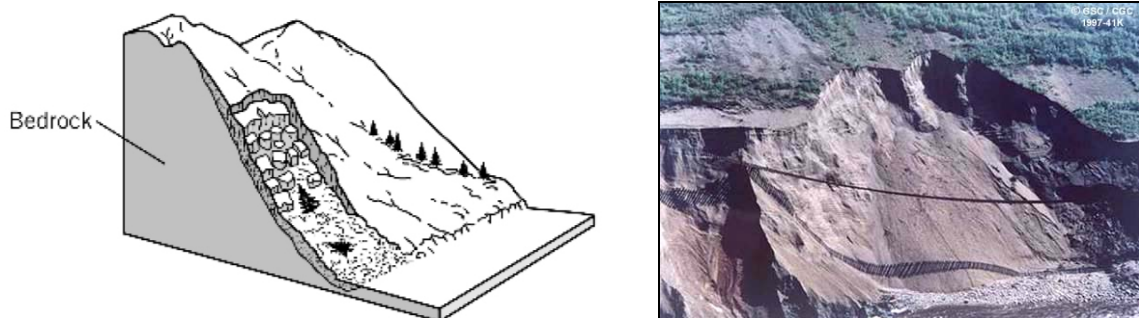


Figure 57 : Glissement plan (Varnes, 1978) – Glissement plan, Rivière à Mars canada
(<http://collections.ic.gc.ca/geoscience/images>)

- Les glissements circulaires (ou courbes – Figure 58) : ils se produisent généralement dans les sols homogènes (Skempton, 1949, Nash, 1987) où il n'y a pas de discontinuité géologique suffisamment persistante pour localiser la déformation. La surface est assimilée circulaire en première approximation pour faciliter les calculs de stabilité. En effet, la majorité des glissements dits circulaires présentent une surface courbe car ils affectent des matériaux hétérogènes (Skempton et Hutchinson, 1969).

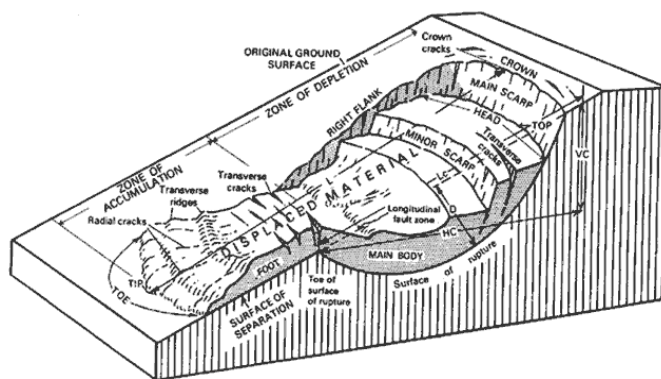


Figure 58: Glissement rotationnel (Varnes, 1978) – Glissement de le Conchita – Californie, 1995
(<http://education.usgs.gov/schoolyard/IMAGES/>)

Cependant, les glissements dits quelconques, qui présentent des caractéristiques intermédiaires, sont sans aucun doute les plus fréquents (Lebourg, 2000).

2.3.2. Les mouvements rocheux

Varnes (1978) classifie les mouvements rocheux en plusieurs catégories équivalentes à celles des sols (Figure 45). La classification est assez claire en ce qui concerne les sols car elle correspond généralement à des phénomènes pelliculaires et de courte durée. A contrario, la classification des mouvements rocheux ne permet pas de positionner un événement dans une case précise, surtout dans le cas de mouvements de grande ampleur. En effet, cette classification est définie en ne tenant compte que du processus de rupture. Ainsi, le phénomène d'avalanche rocheuse (ou sturzström, Eisbacher, 1979), issu de mécanismes rupturés apparentés aux glissements, basculements ou chutes, ne trouve pas place dans la classification de Varnes (1978). Plus généralement, un mouvement rocheux peut être généré par une phase de basculement, se développer en tant que glissement (Deng et al., 2000, Tamrakar et al., 2002 - Figure 59) ou chute, et se répandre en tant qu'écoulement (ex : Mont Granier en France, Goguel et Pachou, 1972).

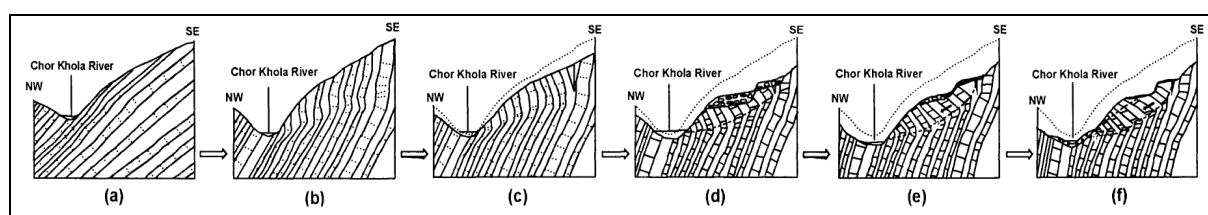


Figure 59: Evolution d'un Basculement (Toppling) vers un glissement de grande ampleur.
(Tamrakar et al., 2002)

Après avoir rapidement présenté les mouvements rocheux décrits par Varnes (Glissements, chutes et basculements) et leur morphologie dans un besoin de reconnaissance sur le terrain, on s'intéressera à la rupture en elle-même et à sa forme, fonction de la structure d'un versant.

2.3.2.1. Les Chutes de blocs (Rock falls)

Ce sont des mouvements ponctuels en milieu rocheux fissuré et fracturé (Lebourg, 2000). La rupture est liée à une diminution progressive de la résistance d'une zone de falaises et s'initie majoritairement à la faveur de fractures (Figure 60) dont l'orientation favorise l'appel au vide de la masse (Evans et Hungr, 1993). Jaboyedoff et al. (2004) estiment que les volumes en relief sur une pente idéale sont potentiellement instables sur une courte période de temps et définissent ainsi une surface potentielle d'effondrement (Sloping Local Base Level - SLBL) pour la reconnaissance des risques. Les masses mises en jeu sont très variables suivant l'échelle du référentiel, de la simple chute de blocs de quelques tonnes jusqu'à des écroulements catastrophiques de plusieurs millions de mètres-cube de roches. Les mécanismes mis en jeu pour ces deux types de rupture peuvent être très différents : des simples variations de température dans le cas de chutes de blocs (Gunzberger et al., 2005) à la sollicitation sismique dans le cas d'écroulements majeurs (Hadley, 1978 ; Crozier et al., 1995).

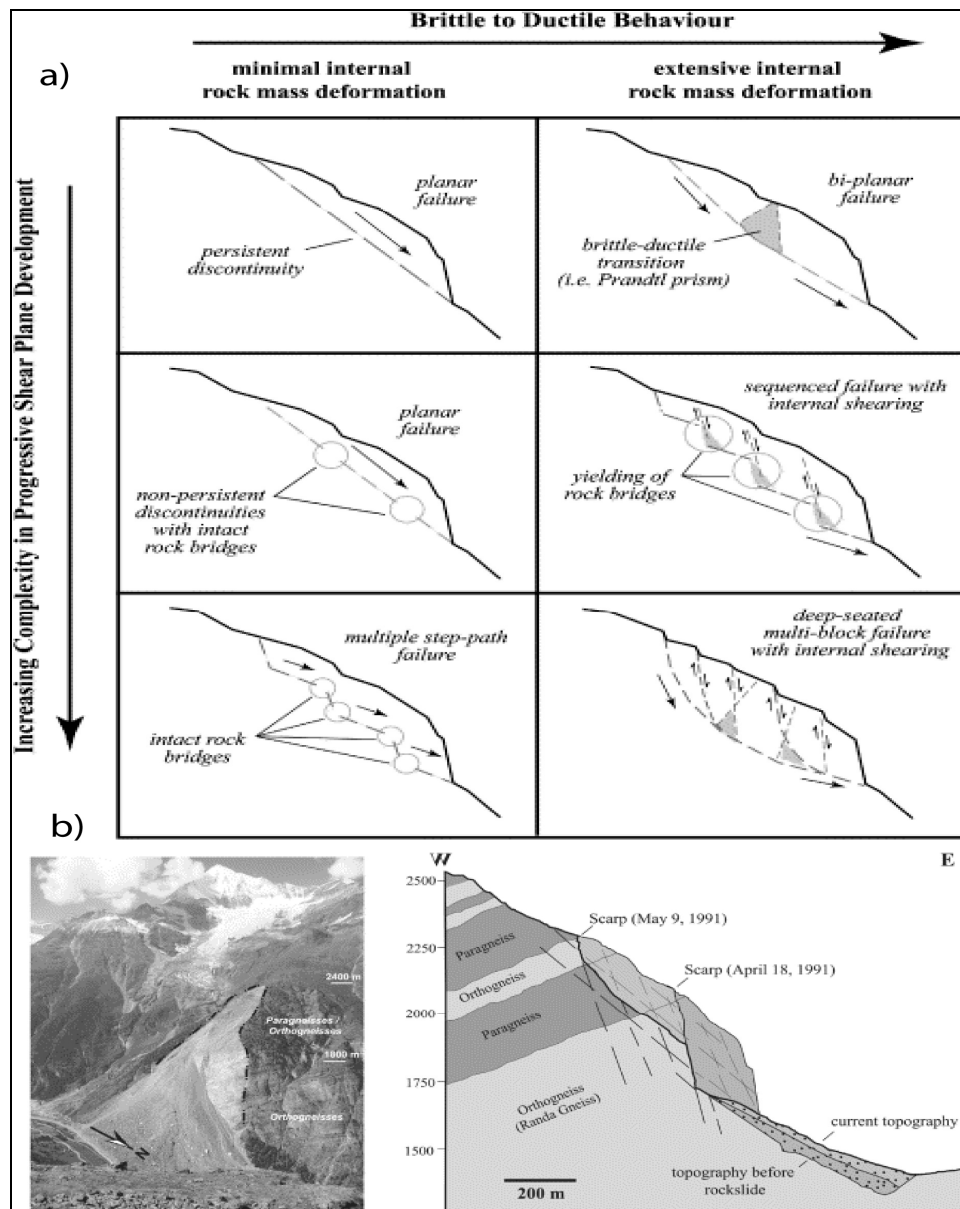


Figure 60: a) Morphologie de la rupture en fonction de la complexité du versant et des conditions mécaniques b) Application au versant de Randa - Suisse (Eberhardt et al., 2004).

2.3.2.2. Les glissements rocheux

De façon similaire aux sols, les glissements en milieux rocheux sont divisés en glissements circulaires (rotationnels) et plans (translationnels).

L'origine des glissements plans est globalement la même que dans le cas des sols (cf. pages précédentes) avec pour origines principales des plans structuraux (stratification, failles) ou mécaniques (ex : transition calcaires-marnes) dans le sens de la pente (Figure 61 et cf. Figure 48).

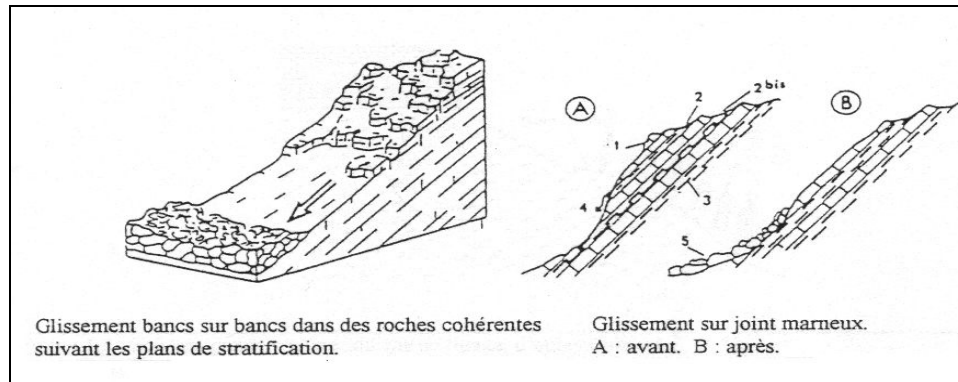


Figure 61 : Glissement rocheux plan (Trevisant, 1971)

Les glissements rotationnels, selon Hoek (1970) et Hoek et Bray (1981), peuvent survenir en milieu rocheux si :

- Il n'y a pas de maille structurale persistante dans le versant (par exemple un versant fortement fracturé sans orientation de discontinuité prédominante),
- Les particules élémentaires de roche sont négligeables par rapport à la taille du versant,
- Les particules emboîtées ne forment pas des plans de discontinuité importants.

Des ruptures circulaires ont été observées dans des mines à ciel ouvert présentant d'importantes pentes, particulièrement dans des roches altérées (comportement proche de sols) et des schistes (Brawner, 1977 ; Franklin et Dessault, 1991, dans Sjöberg 1999). Elles sont aussi représentées dans le cas d'effondrements d'édifices volcaniques (Voight et al., 1983, Voight, 2000) (Figure 62).

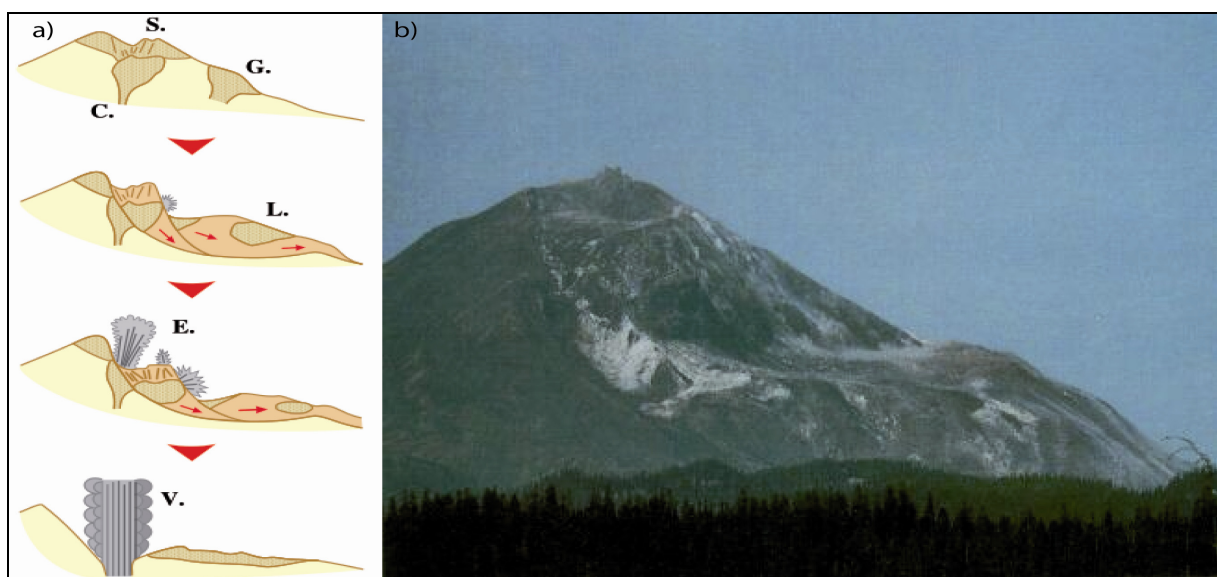


Figure 62: Glissement rotationnel du flanc du Mt St Helens le 18 Mai 1980
(Documents USGS. Photo Gary Rosenquist: <http://volcanoes.usgs.gov/Hazards/What/Landslides/>)

2.3.2.3. Les basculements rocheux (fauchages)

Dans le cas de versants présentant des discontinuités pénétrant profondément dans le massif, des ruptures en basculement ou *toppling* peuvent se produire (Goodman et Bray, 1976). Le mécanisme de basculement se réfère à la rotation de colonnes de roches séparées par de profondes discontinuités. Goodman et Bray (1976) distinguent le basculement primaire (induit par la gravité – Figure 63a), du basculement secondaire (induit par un phénomène autre – Figure 63b).

Le *toppling* flexural (Figure 63a) survient dans le cas de versants présentant une seule famille de discontinuités, alors que le basculement de blocs (Figure 63a) n'intervient que dans le cas d'un second jeu de fractures horizontales (cas classique des roches sédimentaires).

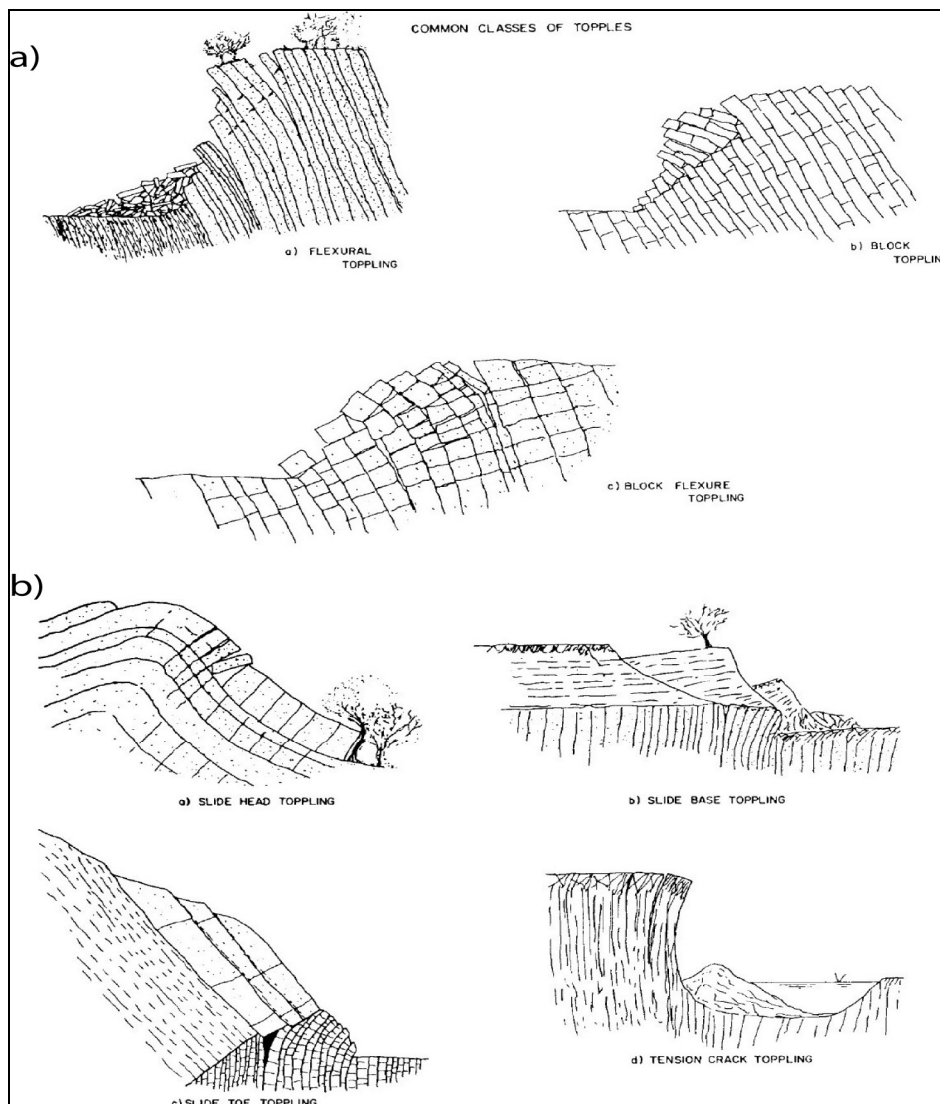


Figure 63: basculement primaire et basculement secondaire (Goodman et Bray, 1976)

Des basculements profonds et à grande échelle ont également été observés dans de grands versants (Daly et al., 1988, Board et al., 1996). Il en résulte une surface de rupture basale selon laquelle une grande partie de la surface basculée peut glisser (Figure 64). De cette façon, la surface de rupture n'est pas nécessairement très profonde (Sjöberg, 1999, Sagaseta, 2001). Tamrakar et al. (2002) font ainsi du basculement le précurseur à de grands glissements de terrain en Himalaya (cf. Figure 59),

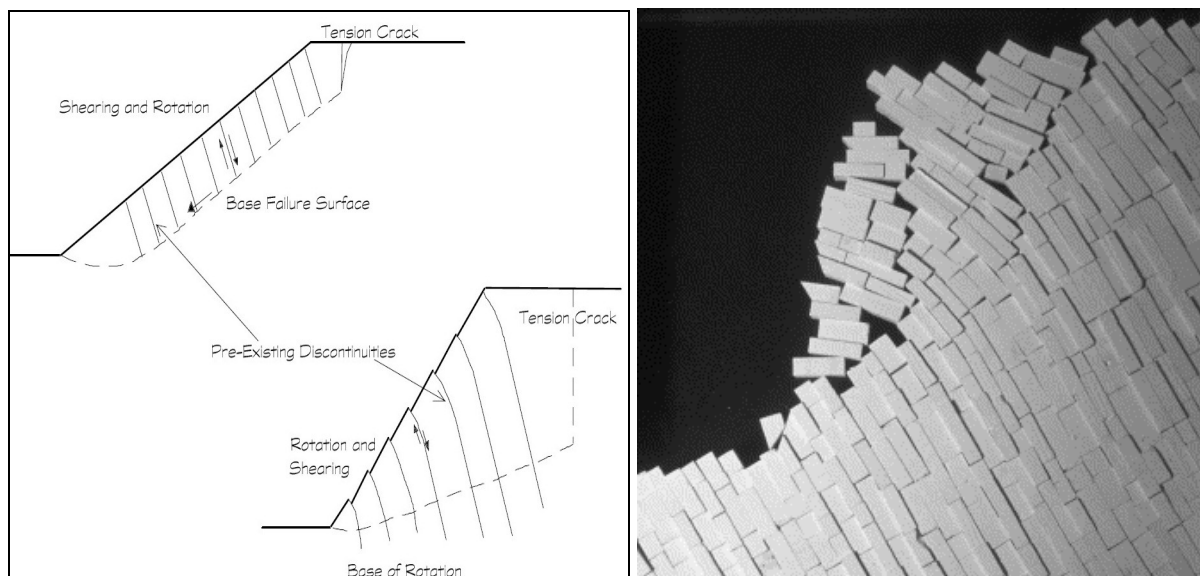


Figure 64: A gauche : Basculement à grande échelle (dans Sjöberg, 1999 - Modifié de Daly et al., 1988 ; Martin, 1990 ; Board et al., 1996) – A droite : Modèle analogique de basculement (Sagaseta et al., 2001 tiré de Sanchez et al., 1982).

Kieffer (1998) en se basant sur les modèles de basculement de Goodman et Bray (1976), donna le nom d'affaissement rocheux (sans référence à la classification de Varnes, 1978) à des ruptures non observables en surface et dans le même sens que la pente. Pour avoir lieu, une surface de rupture doit exister en profondeur (Figure 65 a,b,c), ou bien former des plis par fluage (*kink-band*, Figure 65 d).

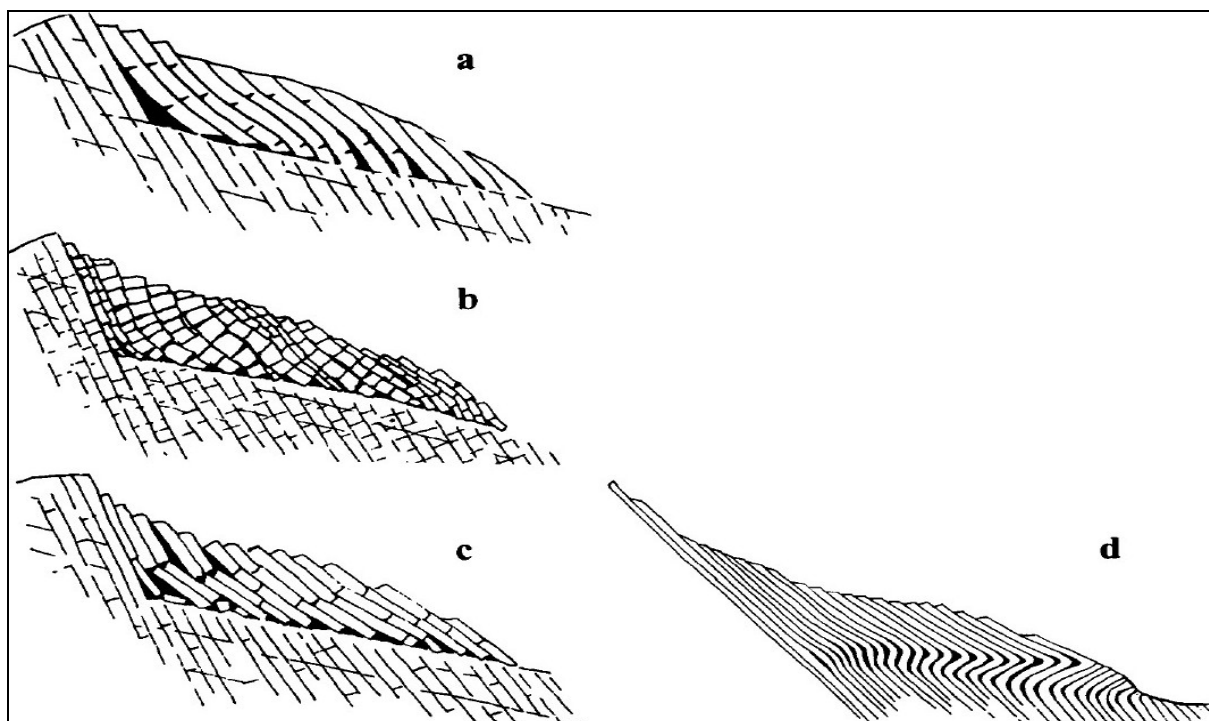


Figure 65: Affaissements rocheux : a) Affaissement flexural, b) affaissement flexural de blocs, c) affaissements de blocs et d) affaissement en plissement (Kieffer, 1998)

2.3.2.4. Morphologie de la rupture.

La reconnaissance de la morphologie des surfaces de rupture dans le cas des mouvements rocheux est évidente lorsqu'il s'agit de déformations parcourant une grande distance et laissant apparaître à nu la surface de départ (cf. Figure 60b). C'est essentiellement le cas des chutes de blocs et parfois des glissements plans. 4 types de ruptures y sont observables et peuvent se développer selon (Figure 66) :

- Une discontinuité unique (rupture plane),
- La combinaison d'une discontinuité majeure et de discontinuités secondaires,
- Une combinaison de discontinuités connectées entre elles (chemin de rupture),
- Deux discontinuités sécantes (rupture en coin ou en dièdre).

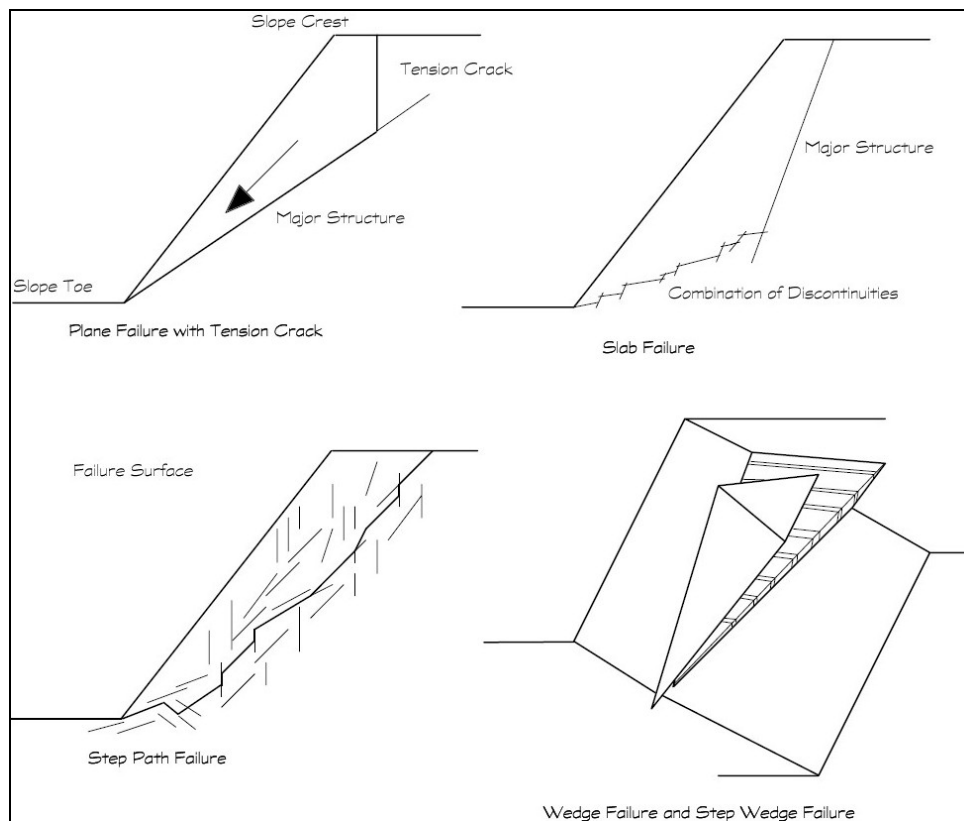


Figure 66: Ruptures reconnues dans le cas de glissements plans et de chutes de blocs-effondrements. De haut en bas et de droite à gauche : Rupture plane, Rupture combinée, Chemin de rupture et rupture en coin. Dans Sjöberg (1999) d'après (Coates, 1977 ; West et al., 1985 ; Call et Savely, 1990)

A l'inverse, cette reconnaissance est difficile dans le cas de glissements dont la rupture n'est pas totalement consommée. Ce peut être le cas de glissements plans lents et majoritairement le cas de glissements rotationnels, surtout dans le cadre de glissements de grande ampleur. De ce fait, la morphologie de la rupture est connue (cela est également le cas pour des glissements de sols hétérogènes). Dans le cas de nombreuses discontinuités, on peut très bien imaginer une rupture plane ou bien circulaire (Figure 67) et se demander quels sont les paramètres qui vont influencer la morphologie de la rupture.

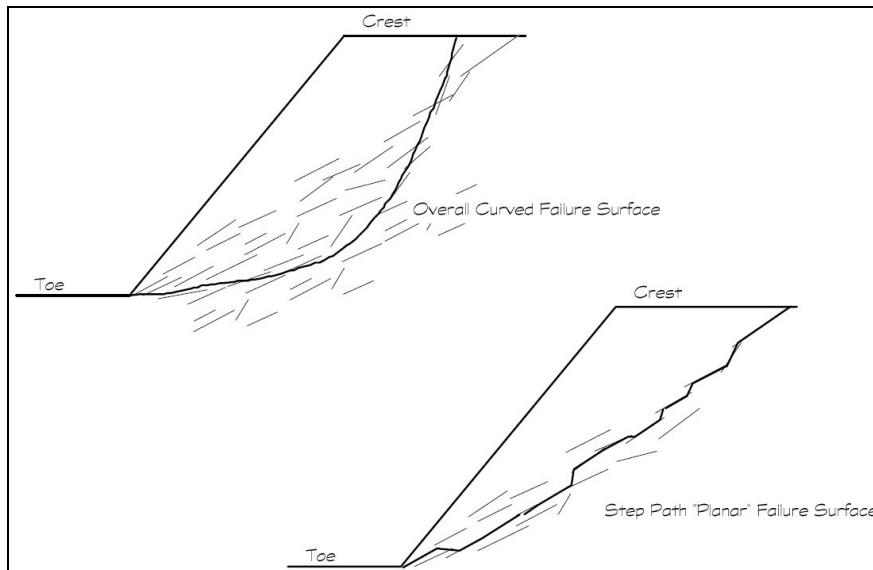


Figure 67: Ruptures planes et circulaires suivant un réseau de discontinuités. Aucune échelle n'est volontairement précisée (Sjöberg, 1999)

Chen (1975) travailla sur le fait qu'une surface courbe met en contact de plus gros volumes de roches qu'une rupture plane par rapport à une même surface mobilisée, et compara le rapport entre volume mobilisé et résistance au cisaillement sur la surface de rupture. Il en déduisit que pour un versant de petite échelle, les glissements plans prédominent. A l'inverse, plus la taille du versant mobilisé augmente, plus l'importance des discontinuités s'amenuise et plus la surface de rupture devient courbe. Cependant, les limites sont peu connues et seule une analyse de terrain peut rendre compte de la place de l'anisotropie dans un versant.

Les concepts présentés ne tiennent compte que de l'aspect bidimensionnel de la rupture. Or, la rupture dans un versant est essentiellement un phénomène tridimensionnel (Bachmann et al., 2004, Chemenda et al., 2005). Si dans un certain nombre de cas elle peut se ramener au cas 2D (ex : glissement plan banc sur banc), un massif latéralement hétérogène topographiquement ou structuralement aura nécessairement une influence sur la localisation et la forme de la rupture (Tibaldi et al., 1995 ; Chemenda et al., 2005).

2.4. Les étalements-fluages gravitaires rocheux ou *Deep seated Gravitational Slope Deformations* (DSGSD)

2.4.1. Terminologie

L'observation, l'analyse et donc l'intérêt porté par les géologues et géographes au sujet de perturbations morphologiques (doubles crêtes, crevasses, contrepentes...) au sein des versants montagneux (Figure 68) débute dans les années 1920.

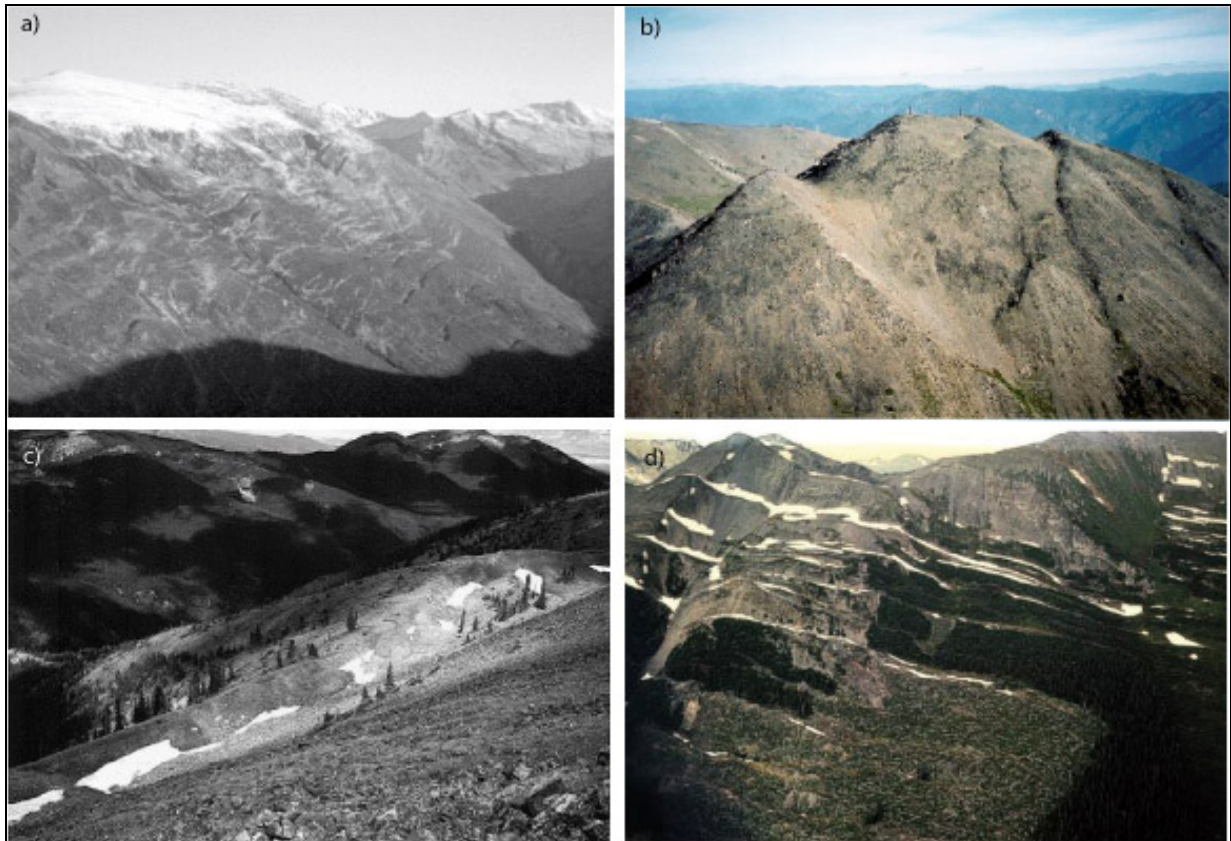


Figure 68: Exemples de perturbations morphologiques : a) versant d'Ecosse (Jarman, 2006), b) Crête du lac Seton - C.B. Canada (photo Martin Lawrence), c) Contrepente à Williams Range Mountains - Colorado (Kellogg, 2001), d) Crevasses à Chaîne Cariboo - C.B. Canada (photo Bruce Thomson).

Des observations sont faites principalement dans les Alpes germaniques (Paschinger 1928, Ampferer 1939,1940, Stini 1941) mais aussi dans d'autres endroits de par le monde, que ce soit aux Etats-Unis (Hinds, 1937) ou au Japon (Kobayashi, 1956).

Les premières publications et controverses concernant la mécanique de ces phénomènes et leurs origines débutent dans les années 1960. Les auteurs introduisent les termes de déformation lente des versants (Jahn, 1964), de fluage (Haefeli, 1965) sans réelle notion d'extension et de profondeur. Terzaghi (1962) et Ter-Stepanian (1966) parlent pour la première fois de fluage profond (depth-creep).

Mais c'est Zichinzy (1966,1969) qui fut le premier à introduire le terme « sackung » (affaissement en français), terme toujours employé aujourd'hui (Hippolyte et al., 2006), pour définir globalement les manifestations morphologiques de déformations gravitaires profondes dans le cas de socles métamorphiques.

Depuis, d'autres auteurs de par le monde ont introduit des termes plus ou moins divergents: Mass rock creep (Radbruch-Hall, 1978), deep seated creep (Nemcok, 1972), deep seated continuous creep (Hutchinson, 1988), bedrock flow (Varnes, 1978), gravitational spreading (Radbruch-Hall et al., 1977, Varnes et al., 1989). Tous font référence à des évolutions mécaniques (creep, flow) ou des considérations géométriques (deep, deep seated, continuous). Dramis et Sorriso-Valvo (1994), Crosta (1996), Agliardi et al. (2001), faisant référence aux connaissances acquises sur le sujet ont donc récemment introduit le terme généraliste de Deep Seated Gravitational Slope Deformations (DSGSD), faisant appel à des notions d'origine (gravité) et de géométrie (morphologie, extension en profondeur). Pourtant, selon Crosta (1996), « il n'existe pas encore de terminologie correcte et complète », notamment sur un point toujours débattu à ce jour : celui de la géométrie et de la localisation de la rupture.

2.4.2. Caractéristiques morphologiques des DSGSD

Les DSGSD ont été observés au sein de tous les types de roches et dans toutes les chaînes de montagnes récentes : socle métamorphique (Zischinsky, 1966, Nemcok, 1972...), roches intrusives (West, 1987, Bovis et Evans, 1995...), roches volcaniques (Tabor, 1971, Beget, 1985...), roches sédimentaires (Beck, 1968, Tibaldi et al., 2004...). Ils présentent toutefois des caractères morphologiques assez semblables.

Pour Agliardi et al. (2001) un DSGSD peut se reconnaître à :

- des morphostructures : contrepentes, doubles crêtes, escarpements, crevasses (Figure 69),
- Une extension d'échelle comparable au versant,
- De faibles vitesses de déplacement (Varnes, 2000),
- La présence de glissements de terrain secondaires dans la masse déformée.

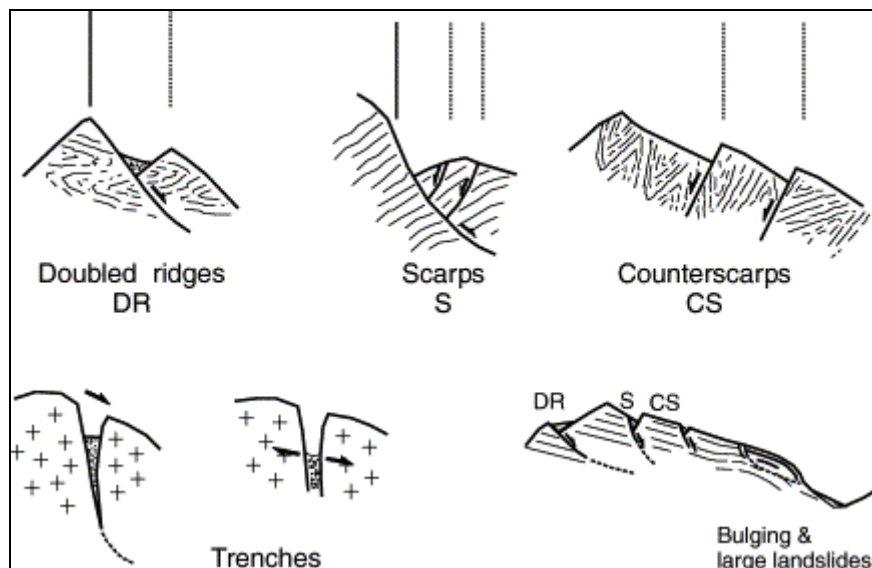


Figure 69: Morphostructures des DSGSD décrites par Agliardi et al., 2001

Cependant, la caractéristique morphologique principale des DSGSD à l'origine de leur description est la présence de contrepentes ou *counterscarps*, *uphill facing scarps*, *antislope scarps* (Figure 68c - Figure 69).

Ce sont des structures linéaires (Radbruch-Hall, 1978) ou courbes (Jahn, 1964, Beck, 1968) présentant des dépressions plus ou moins importantes selon la quantité de déplacement, le

taux de sédimentation et d'érosion... Elles affectent dans leur grande majorité la partie supérieure des versants et génèrent parfois des doubles voir triples crêtes (souvent appelés graben-form, Hurlimann et al. 2006). Mc Cleary et al. (1978) en donnent des dimensions moyennes comprises entre 15 et 300m en longueur et entre 1 et 9m en hauteur. Des structures longues de plusieurs kilomètres et présentant des rejets plus importants ont aussi été décrites plus récemment (Di Luzio et al., 2004, Tibaldi et al., 2004, Hippolyte et al., 2006).

Les autres morphologies (Figure 68 - Figure 69) que l'on retrouve fréquemment sur les zones de DSGSD sont :

- Des crevasses ou *Trenches* (Jahn, 1964, Agliardi et al., 2001, Ambrosi et Crosta, 2006). Elles sont observables dans des zones de forte activité comme des tranchées linéaires ouvertes sans déplacement vertical et le plus souvent remplies par des formations de pentes. Elles sont situées dans les parties inférieures des versants et peuvent présenter des ouvertures décamétriques (Cappa et al., 2004, Binet, 2006).
- Des escarpements ou *scarps* (Radbruch-Hall, 1978, Agliardi et al., 2001) représentant l'expression de l'effondrement de parties inférieures. Ils peuvent ainsi correspondre à des mouvements extensifs ou à des glissements de terrain secondaires existant ou en développement (Agliardi et al., 2001). Leur longueur peut être kilométrique et le rejet peut atteindre plusieurs dizaines de mètres dans le cas de grands glissements de terrain (Follacci et al., 1984, Ambrosi et Crosta, 2006). Ils peuvent être courbes dans les cas des têtes de glissement et ainsi se retrouver dans l'ensemble du versant.
- La morphologie du pied des versants présente parfois un bombement ou *bulging* (Radbruch-Hall, 1978, Hutchinson, 1988, Agliardi et al., 2001, Bachmann et al., 2006). Elle présente aussi parfois l'expression de structures compressives (Jarman, 2006). Ces observations sont toutefois discutées (Reitner et al., 1993, Antoine, 1992, Noverraz, 1996, Mc Calpin, 2003) car, nous le verrons, elles sont importantes pour la détermination de la structure des DSGSD.

La répartition et la concentration de ces morpho-structures est souvent inégale dans les versants. En effet, elles sont essentiellement distribuées autour des crêtes et sommets (i.e. *sackung*) et peu ou pas représentées dans la partie basse des versants (Mc Calpin, 2003).

2.4.3. Géométrie et origine des DSGSD

2.4.3.1. Géométrie

Les premières études au sujet des DSGSD faisaient principalement référence à des observations de surface montrant un état de déformation suffisamment avancé pour être observé. Les auteurs essayaient donc d'en expliquer l'origine dans la comparaison avec des phénomènes gravitaires (glissements, tassements...) ou exogènes (érosion, glaciation, précipitation, cryoclastie...) alors connus.

A partir des années 1960, l'objectif est de cerner le ou les mécanismes à l'origine des observations superficielles. Les observations en profondeur sont limitées aux flancs et entailles des objets étudiés, généralement de faible extension. Ainsi, de nombreuses hypothèses sous forme de coupes sont présentées pour expliquer les observations de surface (Figures 70-71-72). Deux hypothèses contradictoires sont proposées :

- La première, précisée par Zischinsky (1966) « un plan de glissement bien défini partant de l'escarpement sommital descend dans une large zone de fluage. Ainsi, la partie inférieure de ce type de rupture ressort simplement en fond de vallée. » Les morphostructures résultent de jeux différentiels sur des plans de discontinuité (Figure 71). Cette hypothèse se retrouve sous différentes formes dans Ter-Stepanian (1966), Tabor (1971),

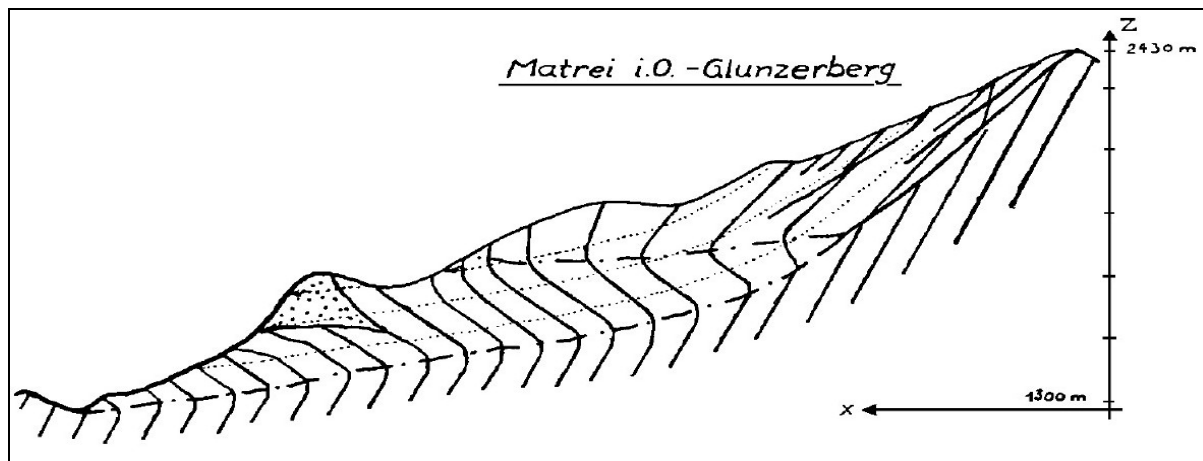


Figure 70: Modèle de DSGSD par fluage (Zischinsky, 1966)

- La seconde, proposée par Jahn (1964) implique des ouvertures par toppling (basculement) faisant suite à un affaiblissement de la roche sur des fractures préexistantes. Le matériau désagrégé tombe à l'intérieur du massif par les ouvertures formées (Figure 71).

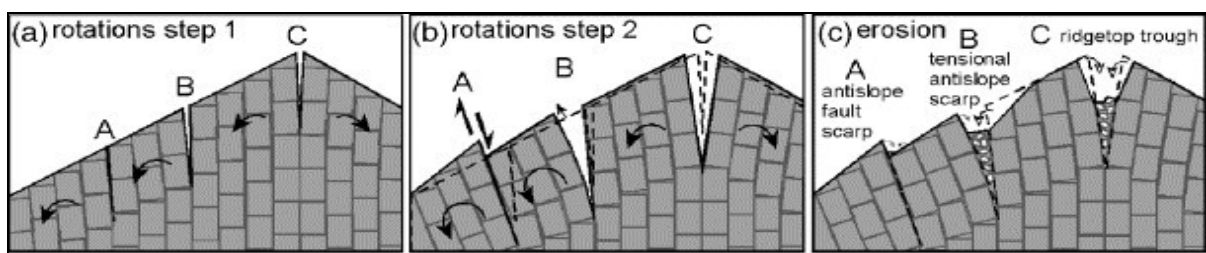


Figure 71: Hypothèse du basculement par Hippolyte et al., 2006 et adapté de Jahn, 1964

Ce sont les concepts introduits depuis 1970 qui ont mené aux hypothèses débattues aujourd'hui. Encore une fois, deux hypothèses principales se démarquent :

- Pour Bovis (1982), les DSGSD sont la manifestation superficielle d'un basculement et d'un glissement flexural le long de discontinuités pénétrant le massif. Ces mouvements peuvent se trouver être très superficiels, rejoignant ainsi le modèle énoncé par Jahn (1964) et conduisant à des structures comme celles définies par Beck (1968). Ils peuvent aussi correspondre à un lien et un jeu profond sur des failles existantes (Figure 72) comme proposé par Hippolyte et al. (2006),

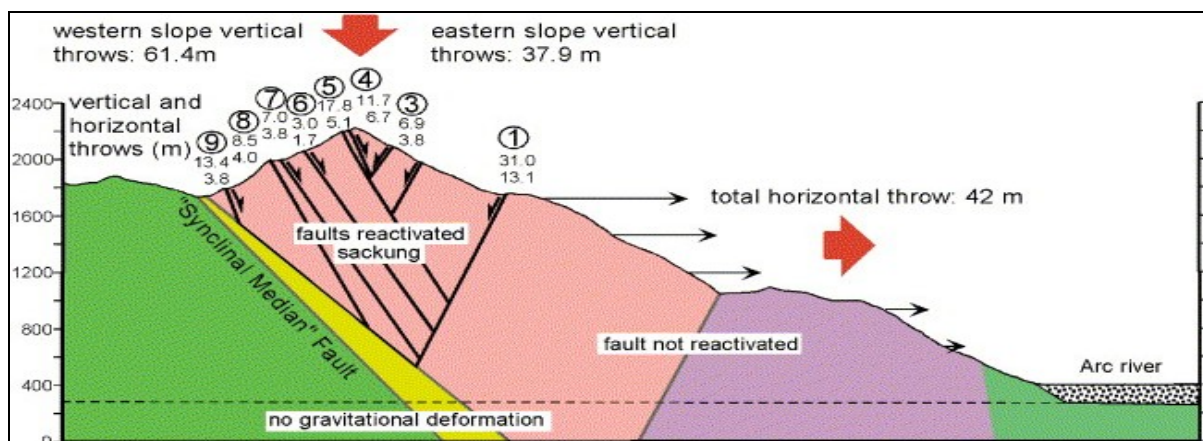


Figure 72 : Réactivation profonde (2000m) en sacking de structures tectoniques. (Hippolyte et al., 2006)

- La plus admise aujourd'hui (Beck, 1968, Radbruch-Hall, 1978, Hutchinson, 1988, Varnes et al., 1989, Agliardi et al., 2001, Bachmann et al., 2006) attribue les morphostructures à un déplacement le long de plans de rupture profondément ancrés dans le versant. Ces structures sont reliées à l'extrusion latérale des flancs de montagne et à l'affaissement consécutif de la crête le long d'une surface de rupture. Cette surface en profondeur est également à l'origine de divergences (Figure 73) puisque certains y voient une large zone de déformation diffuse (Mahr, 1977, Radbruch-Hall, 1978, Feda, 1973) alors que d'autres supposent une surface continue et localisée (Beck, 1968, Agliardi et al., 2001, Tibaldi et al., 2004, Bachmann et al., 2006).

On se rend bien compte que ces récentes hypothèses sont très proches, Gutierrez-Santolalla et al. (2005) admettent « qu'un spectre complet pourrait exister entre ces situations » et rajoutent « les structures géomorphologiques des sackung, bien que remarquablement semblables, peuvent être un cas de convergence morphologique ».

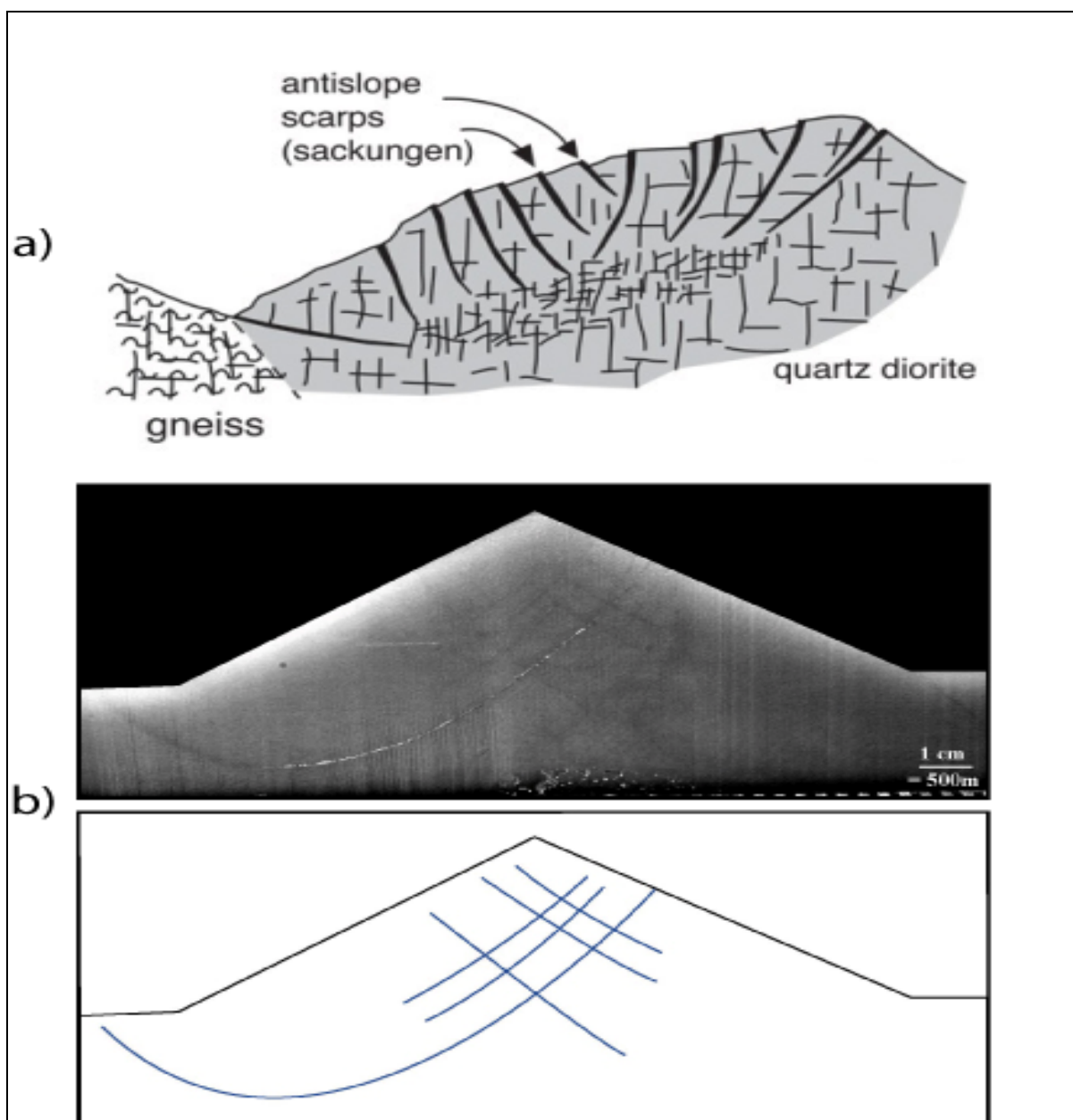


Figure 73: a) Modèle de surface de rupture diffuse (Mahr 1977) et b) modèle physique de surface de rupture continue et localisée (Bachmann et al., 2006)

2.4.3.2. Origines

De l'origine des DSGSD, deux grandes hypothèses s'opposent. Schématiquement, dans le cas où l'on admet que les déformations sont superficielles, on peut supposer que les conditions externes peuvent dominer. A l'inverse, dans le cas de déformations profondes ce seront les conditions internes qui prendront le dessus. Ainsi, la compréhension de la géométrie des DSGSD va directement influencer les hypothèses quant à leurs origines.

Mc Calpin (2003) dénombre ainsi cinq origines possibles à la formation de sackung :

- Des mouvements de réajustement suite à un surcreusement glaciaire : C'est la théorie la plus ancienne car elle découle des observations dans les Alpes septentrionales dont le relief est fortement influencé par les glaciations (Zischinsky, 1966),
- Un relâchement de contraintes accumulées lors du chargement glaciaire : cette théorie complète la précédente pour expliquer des déformations plus profondes (Agliardi et al., 2001, Kellogg, 2001, Jarman et Ballantyne, 2002, Hippolyte et al., 2006),
- Les forces gravitationnelles produisent des déformations lentes jusqu'au point d'instabilité des masses rocheuses (Radbruch-Hall, 1978, Savage et Swolfs, 1986, Pan et Amadei, 1994). Encore une fois l'augmentation de la pente par surcreusement glaciaire joue comme un phénomène aggravant (Beck, 1968, Tabor, 1971, Bovis, 1990),
- Des vibrations sismiques induisant des comportements différents et une propagation latérale de masses rocheuses (Beck, 1968, Solonenko, 1977, Mc Calpin, 1990, Nolan et Weber, 1992, Gutierrez-Santolalla et al., 2005),
- Des déplacements tectoniques connectées à des failles sismogéniques profondes (Cotton, 1950, Forcella et Orombelli, 1984, McCalpin, 1999).

Mc Calpin (2003) note que les auteurs privilégieront une hypothèse plutôt qu'une autre selon l'activité tectonique des chaînes de montagnes étudiées. Il ajoute, de façon complémentaire aux propos de Gutierrez-Santolalla et al. (2005), que « les morphologies citées comme évidences des hypothèses ci-dessus sont toutes remarquablement similaires, peut être parce qu'elles reflètent la géométrie de ruptures profondes sans influence de la façon dont elles ont été initiées ».

2.4.4. Intégration dans un contexte régional

Dans la plupart des cas de figure présentés, les DSGSD sont étudiés en tant qu'objets. L'approche y est systématiquement descendante : partir d'une vue globale pour déterminer l'objet, utiliser des observations et des données régionales pour décrire un cas d'étude.

Des études anciennes se sont déjà intéressées au phénomène de sackung et à ses significations en termes de processus globaux (Van Bemmelen, 1950, De Sitter, 1954, Engelen (von), 1963). Les mouvements sont discutés et inclus dans ce qui est alors appelé tectonique gravitaire. Beck (1968) reprend cette idée en parlant de «gravity faulting» dans le cas de mécanismes de réajustement topographique mais restreint ce réajustement à une réponse des versants à la déglaciation.

La question ascendante de l'intégration et de la signification des DSGSD dans un contexte géologique et tectonique régional n'est que très peu abordée. Débuté par Psutka (1995), Mc Calpin (2003) fait un point complet sur la distinction et la relation entre les escarpements d'origine gravitaire (Table 6) et les escarpements d'origine tectonique, sans plus approfondir.

SCARP PARAMETER	Hell Creek fault	gravity sackungen
1.Length	kilometer scale	10s to 100s of meters
2.Continuity	continuous	discontinuous
3.Number of scarps	single scarp	multiple clustered scarps
4.Plan shape1	linear	arcuate
5.Relation to topography	crosses a ridge crest	restricted to one side of, or adjacent to, ridge crest
6.Displacement history	episodic	lateral side scarps
7.Style of deformation	compressional structures	extensional structures

Table 6: Critères utilisés par Psutka (1995) pour différencier les mouvements d'origine tectonique et gravitaire (Dans Mc Calpin, 2003)

Persaud et Pfiffner (2004), dans les Alpes Suisses, séparent ces deux types d'escarpements pour n'étudier que la signification de failles en terme de déformation active (néotectonique ou rebond post-glaciaire). Hippolyte et al. (2006) débutent également leur étude par la distinction difficile entre escarpements de sackung et escarpements de failles dans le contexte dynamique extensif du massif cristallin externe de Belledonne (Sue et Tricart, 2002). Ils déterminent ainsi la présence de DSGSD de très grande ampleur et ne se concentrent par la suite que sur leur structure et leur possible origine post-glaciaire. Une preuve de la non compréhension du lien entre déstabilisations gravitaires et dynamique des massifs, mais aussi du manque actuel d'interdisciplinarité entre structuralistes tectoniques et spécialistes des mouvements gravitaires peut se retrouver dans les travaux de Sauro et Zampieri (2001). Ils observent et analysent des manifestations superficielles d'activité tectonique récente dans le Trentin (Italie), définissent des structures qui pourraient être interprétées comme des DSGSD associés (Figure 74a), mais n'y font pourtant jamais référence. De même, Ego et al. (1996) supposent une origine gravitaire à des déformations actives dans les Andes dont l'origine n'est pas compatible avec la dynamique régionale (Figure 74b).



Figure 74: a) Structures de DSGSD reconnues comme failles actives (Sauro et Zampieri, 2001), b) Failles actives extensives reconnues comme DSGSD (Ego et al., 1996).

3. Conclusion

- Le Massif de l'Argentera Mercantour.

La partie occidentale du massif de l'Argentera Mercantour est une zone de contrastes. Elle constitue cependant une région pratiquement idéale dans le cadre de l'étude des mouvements gravitaires car elle présente :

- Des forts reliefs d'altitude raisonnable,
- Une anisotropie géologique importante, mais bien contrainte,
- Une histoire glaciaire limitée laissant derrière elle des marqueurs spatiotemporels assez bien caractérisables,
- Une sismicité et des déformations actuelles existantes mais modérées,
- Une végétation relativement peu abondante,
- Un climat quelque peu irrégulier mais néanmoins tempéré.

Il est donc possible de caractériser un éventail complet de mouvements gravitaires sur une période de 20 000 ans pour laquelle nous avons vu que des déstabilisations allant des petites échelles aux grandes échelles pouvaient cohabiter.

On dispose ainsi d'un terrain d'accessibilité relativement aisée où le couplage érosion, climat, activité tectonique, végétation va peu perturber la préservation des marqueurs morphologiques des liens qui pourraient exister entre les différentes déformations gravitaires.

- Les mouvements gravitaires.

A défaut d'activités volcaniques, sismiques et climatiques extrêmes. Les déformations gravitaires dans le massif de l'Argentera-Mercantour vont être principalement influencées par le couplage entre la structure des versants et l'action de l'eau.

L'analyse hydrologique des versants à l'échelle de la vallée de la Tinée a été abordée dans la thèse de Stéphane Binet (Binet, 2006), il résulte qu'il existe une dynamique d'écoulements comparable entre les déformations à toutes les échelles. Cette approche indirecte ne permet malheureusement pas une définition précise des structures gravitaires et de leur relation avec un canevas structural.

C'est sur ce point que nous proposons de concentrer ce travail, d'autant que la définition des structures en profondeur des mouvements gravitaires est un problème récurrent.

Nous proposons donc d'étudier, sur des zones représentatives et d'échelles différentes, les déformations d'origine gravitaires et leur relation avec la structure et l'hydrologie des versants. Pour cela, nous compléterons et étendrons un travail de cartographie entamé par Yves Guglielmi auquel nous couplerons une analyse en profondeur par tomographie électrique, outil encore peu utilisé dans ce type de problématiques.

CHAPITRE 2

Partant de la reconnaissance et de l'analyse des déstabilisations gravitaires de grande échelle représentées par les DSGSD, une cartographie des instabilités gravitaires rocheuses est couplée à une analyse de la fracturation à l'échelle de la bordure occidentale du Massif de l'Argentera-Mercantour.

La discussion porte sur le fort lien morphologique, structural et temporel reliant une part importante des déformations gravitaires.

Ces déformations gravitaires semblent fortement dépendantes de l'activité tectonique du massif durant les 20 000 dernières années. Elles en suggèrent un ralentissement continu jusqu'à ce que l'effet de la gravité semble s'imposer face à celui de la tectonique.



Faille du Camp des Fourches - Mercantour

1. Introduction

Le recensement des instabilités gravitaires dans les vallées de la Vésubie, du Haut Var et de la Tinée a constitué le premier chantier de cette thèse.

Conscients qu'un recensement global n'était pas envisageable pour des questions de moyens et de temps, nous nous sommes restreints à la reconnaissance des mouvements gravitaires rocheux et glissements superficiels de grande ampleur.

Ce recensement a été mené :

- A partir d'une recherche d'archives (RTM, CETE, archives départementales). Ces archives existent sous forme de coupures de journaux, de photographies (journaux, mairies, RTM, militaires), de rapports spécialisés... Elles ne représentent cependant pas une couverture exhaustive de l'ensemble de la zone étudiée et se focalisent en général sur des événements actifs heureusement peu nombreux depuis un peu plus d'un siècle,
- Par la synthèse de quelques cartes notifiant une partie des mouvements répertoriés. Il s'agit des cartes morphologiques du parc National du Mercantour (<http://atlas.parcsnationaux.org/mercantour>), des cartes de risque Zermos (Follacci et Perez, 1978), des Plans de Prévention des Risques édités actuellement (PPR) et des cartes géologiques au 1/50000^{ème} (feuilles d'Allos, de Larche, de Saint-Etienne de Tinée et de Saint-Martin Vésubie),
- Par une analyse des photographies aériennes de l'armée (1948), de l'IGN (1974-1991-1995) et des orthophotographies de l'IGN (1999-2004) fournies par le CRIGE-PACA,
- Par une identification de l'ensemble des mouvements référencés et un complément sur le terrain.

Plus d'une centaine de glissements et effondrements ont été cartés et visités au travers des trois vallées étudiées.

Au-delà de ces mouvements caractérisables par le fait qu'ils sont délimités par une surface de rupture, Julian (1980) et Follacci et al., (1984) avaient déjà noté des perturbations morphologiques en partie haute de quelques versants des 3 vallées ainsi que des phénomènes de fauchage en partie inférieure. Aucune hypothèse évidente ne ressort de ces observations si ce n'est que Julian (1980) mentionne un lien entre ces structures particulières et celles référées dans les travaux de Paschinger et Jahn (cf. chapitre DSGSD). Follacci et al., (1984) notent en outre que 50% des perturbations reconnues obéissent aux orientations tectoniques dominantes et se trouvent à des altitudes supérieures à 2 500 m. Aucune autre donnée n'existant alors sur ces morphologies, le travail a donc consisté au recensement et la cartographie de l'ensemble de ces objets à partir d'une analyse combinée photos aériennes/observations terrain. Ce travail, initié par Yves Guglielmi dans la haute Vallée de la Tinée (programme RETINA) a été complété et affiné puis étendu aux autres vallées étudiées.

L'ensemble des données acquises a été intégré sous système d'information géographique (SIG-Mapinfo) en vue de l'élaboration de cartes thématiques.

Ce 2^{ème} chapitre correspond à un article en préparation (cf. Annexes) faisant le lien entre la cartographie des mouvements gravitaires et l'évolution récente du massif de l'Argentera.

2. Problématique de départ

L'analyse bibliographique des déformations de type DSGSD développée dans le 1^{er} chapitre montre l'origine gravitaire des morpho-structures observées dans les trois vallées étudiées. Cependant, le contrôle et l'évolution de ces déformations sont encore peu connus et les questions suivantes sont actuellement débattues avec pour objectif central la détermination de la géométrie de ces mouvements gravitaires :

- La déformation est-elle continue ou discontinue ?

Répondre à cette question revient à faire la part entre la déformation gravitaire du versant et les éventuels forçages externes (climatiques...) et/ou internes (sismicité...). Malheureusement la majorité des cas étudiés le sont sur des indices superficiels (essentiellement des tranchées et des crevasses). Certains mettent en évidence une déformation continue et d'autres discontinue (Beget, 1985, Mc Calpin et Irvine, 1995, Gutierrez Santolalla et al., 2005). Parallèlement, des mesures géodésiques donnent des déplacements superficiels moyens compris entre 0.2 et 2cm/an (Varnes et al., 1990, Bovis et Evans, 1995, Ambrosi et Crosta, 2005).

Ces observations et mesures sont-elles le reflet exact des déformations internes ?

Quelle est leur représentativité par rapport aux échelles de temps mises en jeu ? L'instrumentalisation et les moyens disponibles lors de ce travail ne permettent pas une analyse, ni sur de courtes périodes, ni sur le comportement interne des matériaux. Aborder le problème sur une grande échelle spatio-temporelle en comparaison avec des phénomènes connus (climatiques, géologiques...) est un premier objectif pour déterminer la relation entre mouvements observés et leur causes à long et moyen terme.

- Quel est le rapport du rôle joué par la géométrie du versant et de celui joué par les structures géologiques pré existantes ?

Toutes les études sur les DSGSD convergent sur un point : le rôle joué par la morphologie des versants et les anisotropies géologiques (lithologies, fractures, fabriques, failles...) est fondamental pour le contrôle géométrique des déformations. Citons comme exemples les travaux de Chigira (1992) qui décrivent la géométrie et la structure des déformations en fonction des orientations et de la nature de l'anisotropie (Figure 75), les travaux de modélisations physique 3d de Bachmann et al. (2006) qui décrivent la localisation de la rupture en fonction de la topographie d'un versant. Pour autant, l'influence relative de chacun de ces deux paramètres est difficilement quantifiable.

Nous proposons d'y répondre en partie par l'analyse à grande échelle des DSGSD sur des supports morphologiques et géologiques connus.

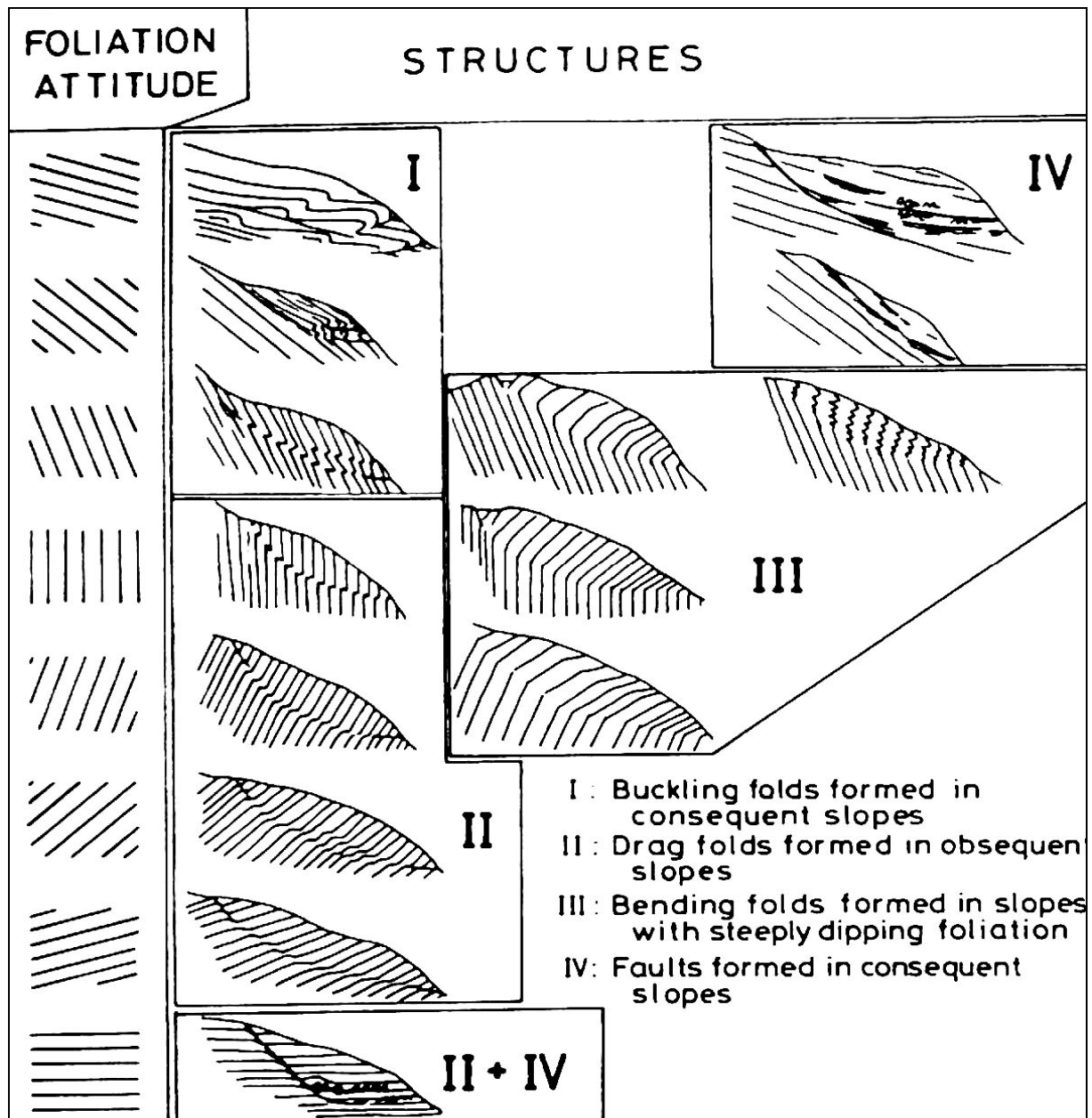


Figure 75: Structures des mouvements en fonction de l'orientation de la foliation (Chigira, 1992)

- Quelle est l'évolution ultime pour les DSGSD et quels sont les liens existant avec des déformations d'échelle inférieure?

Certains estiment que les DSGSD n'évoluent pas de façon catastrophique (Hurlimann 2006), à l'inverse, d'autres les imaginent comme des cas pré-avalancheux (Chigira et Kiho, 1994, Braathen, 2006). Entre ces deux cas extrêmes où le rapport topographie/anisotropie semble être déterminant, nombre de DSGSD sont reconnus par la présence de mouvements secondaires plus superficiels (Agliardi et al., 2001, Ambrosi et Crosta, 2005 – Figure 76). Ces mouvements de terrain sont le plus souvent répertoriés en partie inférieure et présentés comme la conséquence des déformations des versant affectés (Bisci et al., 1996, Agliardi et al., 2001, Cappa et al., 2004, Ambrosi et Crosta, 2005, Bachmann et al., 2006). La justification en est cependant exclusivement faite à partir de modèles numériques ou analogiques. Nous essaierons donc d'y apporter des contraintes à partir d'objets réels bien représentés dans la zone d'étude par une analyse morphologique de cas pré et post rupture.

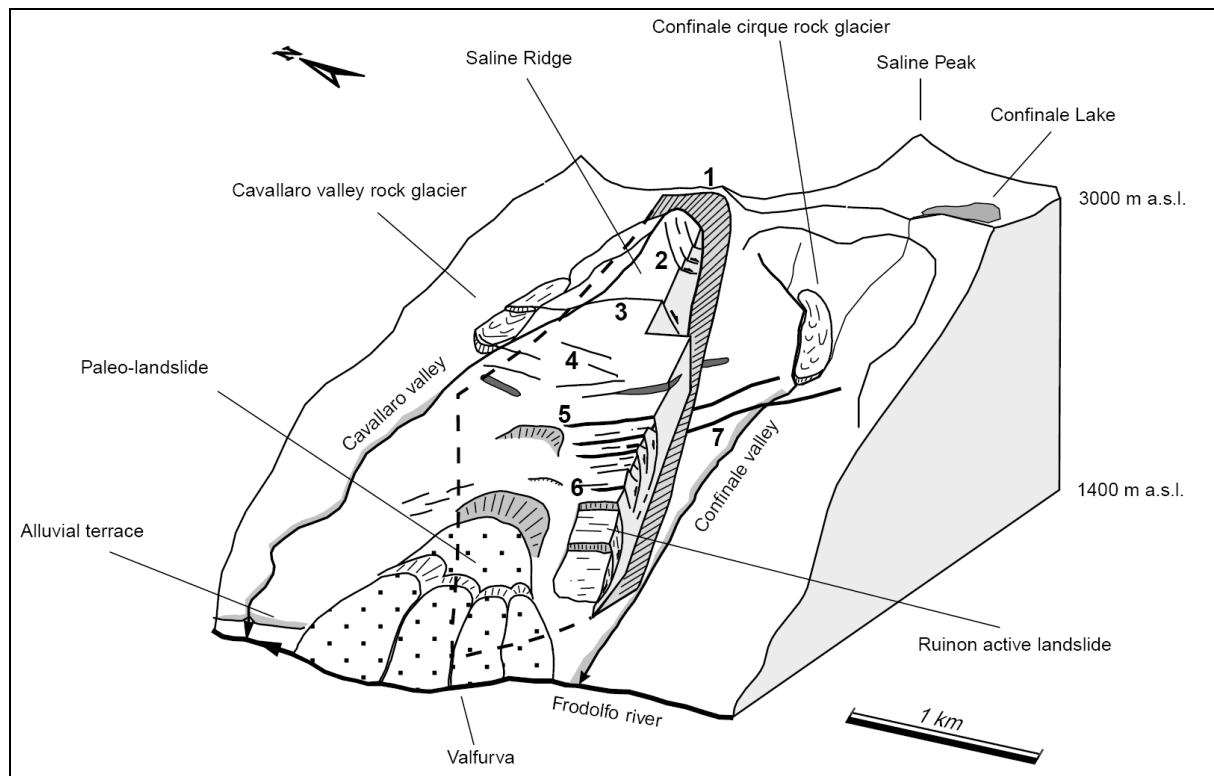


Figure 76: Structure d'un DSGSD et déformations secondaires associées. (Agliardi et al., 2001).

- Quelle est l'influence de l'histoire géologique récente ?

Les causes invoquées comme majeures dans l'initiation et l'évolution des DSGSD sont les déglaciations et/ou l'activité sismique (chapitre 1). Le massif de l'Argentera représente donc un lieu d'étude privilégié puisqu'il se trouve dans une zone de faible sismicité et où l'influence glaciaire est beaucoup plus faible que dans les Alpes septentrionales.

L'ensemble de ces interrogations ont toutes un autre point commun, celui de l'intégration ou non d'un modèle de déformation dans un contexte régional.

La question centrale pourrait ainsi être : Peut-on relier la répartition, la structure et l'évolution des DSGSD à une déformation de plus grande échelle ?

C'est donc par une analyse morphologique et structurale que nous proposons d'y répondre.

3. Contrôle Morpho-tectonique des déformations gravitaires dans les versants rocheux: Une analyse morphologique dans la partie occidentale du massif de l'Argentera-Mercantour (cf. article en annexes).

3.1. Introduction

Selon Crosta (1996), il existe au moins un exemple de deep seated gravitational slope deformation dans chaque chaîne de montagnes. Parallèlement, de nombreux escarpements récents sont interprétés comme le résultat d'une tectonique active (Persaud et Pfiffner, 2004). Ainsi, le nombre de publications concernant ces deux phénomènes qui ont une expression morphologique proche est en constante évolution depuis une vingtaine d'années. Pourtant, peu d'auteurs à ce jour n'ont proposé d'analyses ou de comparaisons de ces 2 phénomènes sur une même zone (Persaud and Pfiffner, 2004; Ambrosi and Crosta, 2005; Hyppolyte et al., 2006).

Jusqu'à présent, l'étude des déformations gravitaires des versants montagneux n'est envisagée qu'à l'échelle du versant ou celle de la vallée. L'influence de paramètres tels que la topographie, les effets post-glaciaires, le canevas structural n'est donc que relativement prise en compte. A l'inverse, les études de néo-tectonique sont conduites à grande échelle et ne tiennent pas ou peu compte des déformations d'origine gravitaire.

De telles déformations ont peu été étudiées et par conséquent sont peu documentées dans le massif de l'Argentera Mercantour (Sauret and Terrier, 1987 ; Baubron, 1988 ; Ghafiri, 1995 ; Malaroda, 2000 ; Godel, 2003 ; Musumeci et al., 2003 ; Sanchez, 2006). Pourtant ce massif est : (i) une des régions les plus sismiquement active de France (Vogt, 1979), (ii) abrite de grands mouvements gravitaires rocheux tel que le glissement de la Clapière (Follacci, 1987; 1999 ; Compagnon et al., 1997; Guglielmi et al. 2000 ; Gunzburger and Laumonier 2002 ; Casson et al., 2003 ; Jomard et al., 2006...).

Des travaux antérieurs ont montré que le glissement de La Clapière était contenu dans une zone de déformation gravitaire plus ancienne et d'échelle supérieure (Follacci et al., 1984 ; Guglielmi et al., 2005 ; Cappa et al., 2004). Il est donc nécessaire de déterminer s'il existe ou non un lien entre ces glissements aujourd'hui actifs, et ces déformations gravitaires anciennes. Nous proposons d'analyser l'ensemble des déformations actuelles en considérant aussi bien celles dont l'origine pourrait être gravitaire que celles dont l'origine pourrait être tectonique. Pour réaliser une telle analyse, l'étude a été menée à une échelle régionale et couplée avec des datations relatives et absolues (^{10}Be) sur une période de 20 000 ans.

L'étude est localisée sur la bordure occidentale du Massif de l'Argentera Mercantour (Figure 77) et sur une partie de sa couverture sédimentaire par delà les trois vallées de la Tinée, de la Vesubie et du Haut Var (Figure 78). Travail de terrain et analyse de photographies aériennes ont été couplés afin de recenser les déformations de la façon la plus exhaustive possible.

3.2. Paramètres Géologiques

3.2.1. Morphologie

Le massif de l'Argentera Mercantour et son avant-pays est une zone de hauts reliefs depuis le début du Pliocène (Fauquette et al. 1999). Les altitudes s'étagent de 400 à 3 143 m (Mt Gélas) dans le socle et 3 051 m (Mt Pelat) dans la couverture sédimentaire. L'action combinée des incisions glaciaires et fluviales a incisé profondément le massif créant ainsi des pentes de plus de 2 000 mètres.

L'histoire glaciaire de cette région est complexe et peu documentée. Les parties hautes des vallées présentent des morphologies glaciaires alpines typiques et des dépôts associés. Cependant, l'extension des glaciers est ici bien moins importante que dans les massifs plus septentrionaux des Alpes. L'extension des glaces ne dépasse pas 500 m d'altitude et l'épaisseur des glaciers n'excède pas 500 m dans les vallées (Julian, 1980). De plus, les sommets n'ont jamais été recouverts par une calotte glaciaire. Seules les vallées ont été ennoyées par la glace et une des conséquences les plus notable est une rupture de pente caractéristique aux alentours de 1 700 m séparant des pentes basales moyennes de 35°, de pentes sommitales moyennes de 25°. La fin de la glaciation Würmienne est estimée à 13 300 ans pour les glaciers de vallées (Bigot Cormier et al., 2005) et 8 000 ans pour les parties sommitales (Julian, 1980).

3.2.2. Evolution récente du massif de l'Argentera

Le massif de l'Argentera Mercantour correspond à l'affleurement le plus méridional des massifs cristallins externes des alpes occidentales. Il appartient au socle européen du domaine alpin externe et affleure dans la zone dite dauphinoise (Figure 77a). Il résulte d'une déformation polyphasée ayant enregistré les orogénèses varisques et alpines (Faure-Muret et Fallot, 1954; Faure-Muret, 1955; Musumeci et al., 2003 ; Corsini et al., 2004).

Le socle présente des roches métamorphiques de haut grade et intrusives d'âge carbonifère (Ferrara et Malaroda, 1969). Le tout est recouvert en discordance par une série détritique puis marine allant du Carbonifère au Cénozoïque, en partie détachée au niveau des évaporites triasiques (Malaroda et al, 1970) et elle-même chevauchée par les nappes détritiques pennines à l'Eocène terminal – Oligocène (nappes de l'Autapie et du Parpaillon) (Tricart, 1984).

A la fin de l'Oligocène, le socle est surmonté par une série de 8 à 10km de sédiments (Bigot-Cormier et al., 2000, 2006) répartis suivant des structures de socle héritées de l'orogénèse varisque et du rifting Téthysien. Le socle est divisé en différents blocs réactivés lors du raccourcissement alpin (Delteil et al., 2003) conduisant ainsi à des vitesses d'exhumation différentielles (Bigot Cormier et al. 2000, 2006). L'exhumation du massif, est caractérisée pour les 8 derniers millions d'années par un taux de dénudation moyen de 0.25mm/ans pour la période Miocene-Pliocene (8 - 3.5 Ma) et de 0.8-1.4mm/ans pour la période Pliocene-actuel (3.5 – 0 Ma) (Bogdanoff et al., 2000; Bigot Cormier et al, 2000, 2006). L'exhumation est localisée sur un chevauchement crustal aveugle (Stephan et al., 2000, Bigot-Cormier et al., 2006) sur lequel se connectent les déformations superficielles alpines (Figure 77b).

Les mouvements verticaux actuels dans l'Argentera ne sont pas démontrés, en partie à cause du manque de mesures (Ribolini, 2000), alors que les autres massifs cristallins externes des alpes indiquent une valeur moyenne d'1 mm/an (Schaer and Jeanrichard 1974 ; Fourniguet,

1977). Les causes internes de ces mouvements sont toujours débattues, en particulier sur le rapport entre réajustement isostatique et contraintes d'origines tectoniques.

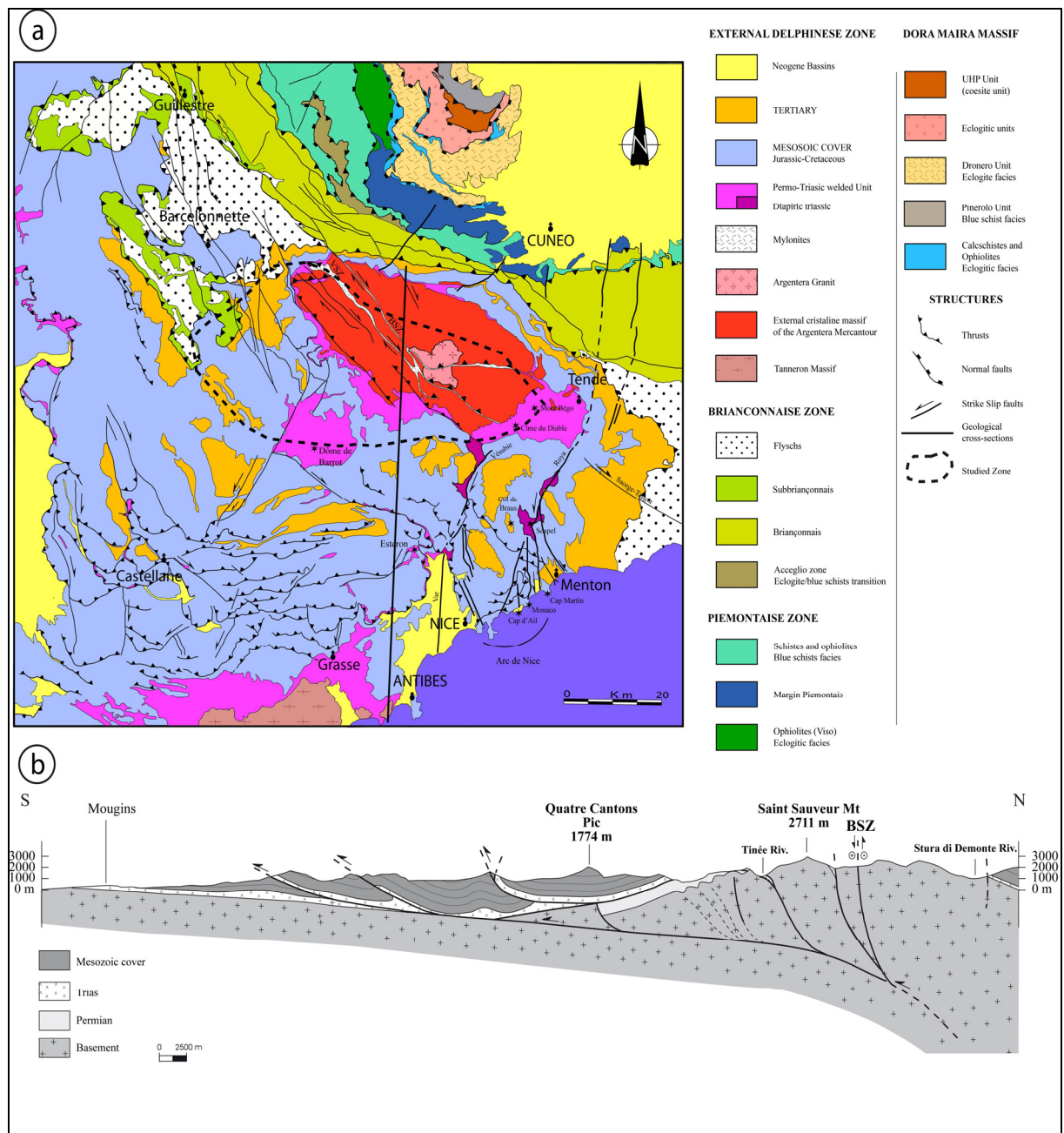


Figure 77: a) Carte structurale des Alpes méridionales (modified from Schreiber, 2005). b) Coupe Sub-méridienne des structures compressives actives durant l'exhumation du massif de l'Argentera (Modifié après Bigot-Cormier et al., 2006)

3.2.3. Tectonique fragile des vallées étudiées

La carte structurale (Figure 78) est une synthèse de : (i) un travail de terrain dans la vallée de la Tinée, (ii) une compilation des cartes géologiques existantes au 1/50 000 et 1/250 000^{ème} et une analyse de photographies aériennes pour la vallée du Haut-Var, (iii) une analyse de terrain et de photographies aériennes pour la vallée de la Vesubie.

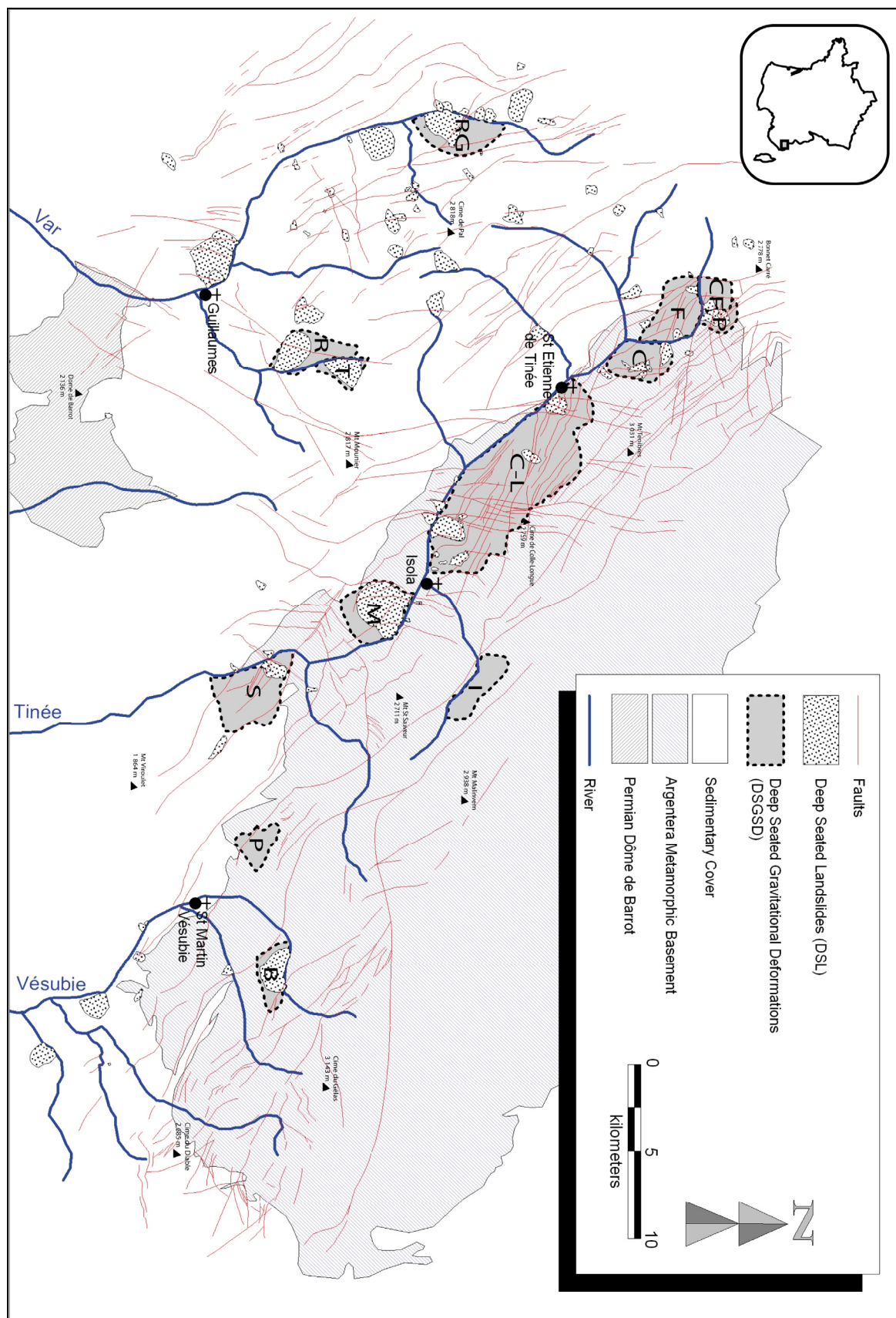
Le socle Varisque est dominé par les orientations N110-140°E et N060-080°E. Ces orientations se retrouvent dans la couverture Mésozoïque qui présente également une orientation générale N000-030°E supplémentaire. Cette dernière famille est également présente dans un bloc de socle individualisé de la haute vallée de la Tinée et semble absente de la partie Vésubienne du massif.

La haute vallée de la Tinée représente la limite occidentale entre le socle (accompagné de la couverture permo-triasique tégumentaire) et sa couverture mésozoïque décollée (Figure 77a, Figure 78).

Le socle est représenté par des paragneiss migmatitiques injectés de méta-granodiorites (Faure-Muret, 1955). La foliation moyenne de cette série est N130°E. La direction moyenne des versants est colinéaire aux failles orientées N110-140°E et fait un angle de 70° avec la seconde famille majeure de failles orientées N000-30°E.

La vallée de la Vésubie s'écoule également au travers de la limite socle/sédiments de la partie méridionale du massif (Figure 78). Les différences majeures avec la haute vallée de la Tinée sont, (i) un socle métamorphiques plus hétérogène, (ii) l'orientation des vallées et des crêtes ne suivent plus la direction moyenne N130°E qu'elles recoupent avec des angles de 40° à 90°.

La vallée du Haut-Var se développe dans la couverture sédimentaire du massif de l'Argentera (Figure 78), depuis les dépôts Permians du Dôme de Barrot (Bordet, 1950; Oumarou, 1976), jusqu'aux dépôts détritiques Oligocènes (Tricart, 1984).



3.3. Déformations à grande échelle des versants

3.3.1. Déformations étudiées

Nous ferons ici la distinction entre :

- Les déformations qui sont clairement liées à la gravité car délimitées par une surface de rupture reconnue et caractérisées par un volume de roches glissant clairement sur cette surface (Deep seated landslide, DSL),
- Les déformations qui apparaissent diffuses dans de très grands volumes rocheux du massif. Ces déformations montrent des structures extensives et correspondent à de larges zones d'effondrement de versant.

Zischinsky (1966) proposa le terme de sackung pour caractériser ces manifestations morphologiques de fluages rocheux profonds affectant les roches métamorphiques de certaines parties des Alpes. Ce type de mouvement a depuis été observé dans quasiment toutes les chaînes de montagnes, tous les types de roches, et décrits sous différentes appellations: mass rock creep, depth creep, deep-seated creep, gravitationnal spreading etc...

La plupart des auteurs utilisent aujourd'hui le terme de deep seated gravitational slope deformation (DSGSD) introduit par Dramis and Sorriso-Valvo (1994) et qui décrit des morphologies spécifiques telles que des doubles crêtes, des crevasses, des contrepenches, des affaissements de crêtes associés à des déformations gravitaires. Les structures morphologiques suivantes (Agliardi et al., 2001) ont été prises en compte pour être cartographiées dans le cadre de cette étude :

- Des escarpements qui sont l'expression morphologique de déformations orientées vers l'aval des versants ou bien de surfaces de ruptures,
- Des contrepenches qui sont la manifestation en surface de mouvements orientés vers l'intérieur des versants,
- Des crevasse linéaires, parfois profondes de plusieurs mètres et qui sont l'expression de mouvements en traction sur des discontinuités verticales ou présentant un pendage aval.

3.3.2. Répartition et relations géométriques entre DSGSD, DSL, topographie et canevas structural cassant

3.3.2.1. Répartition

Des DSGSD ont été reconnus dans les 3 vallées étudiées. Tous ces DSGSD affectent les versants de leurs pieds jusqu'à leurs crêtes. 13 DSGSD ont été cartographiés dont une majeure partie dans le socle métamorphique (10).

Leur superficie est comprise entre 2 et 45 km² avec une valeur moyenne de 8 km². Les indices morphologiques les caractérisant ont également pu être observés dans pratiquement tous les versants des vallées. Les caractéristiques géométriques de ces objets sont équivalentes quelque soit l'endroit mais avec des échelles différentes (Table 7). Les orientations de ces anomalies sont dans la plupart des cas sécantes aux directions des versants jusqu'à devenir parfois perpendiculaires.

	Doubles crêtes	Escarpements	Contrepentes	Crevasses
Aspect géométrique	Linéaire	Généralement linéaire	Généralement courbé	Généralement linéaire
Longueur (min-max) km	0.5 – 2.1	0.05 – 2.8	0.1- 2.6	0.1 – 2.0
Localisation dans les versants	Crêtes	Généralement en pieds	Parties hautes	Indifférente

Table 7: caractéristiques géométriques des morpho-structures

80 DSL ont été reconnus à la fois dans le socle de l'Argentera et sa couverture sédimentaire. Ces DSL affectent des surfaces comprises entre 0.05 et 5.8 km² (moyenne de 0.43 km²). La plupart de ces mouvements de terrains sont des paléo-glissements qui ont été reconnus par des observations morphologiques, des risques torrentiels induits par les matériaux désagrégés et par la présence de glissements récents plus superficiels. Cependant, seulement quelques-uns de ces mouvements ont une activité actuelle comme le glissement de La Clapière. Ces DSL sont globalement localisés en pied de versant et seulement quelques-uns à la faveur d'anomalies morphologiques telles que des falaises structurales, des variations de pente induites par l'incision glaciaire. Une majeure partie d'entre eux s'intègrent dans des zones affectées par des DSGSD. Cela est cependant moins clair dans la couverture sédimentaire où de nombreux DSL ont été cartographiés en dehors de ces zones (Figure 78).

8 DSGSD ont pu être cartographiés dans la vallée de la Tinée comprenant un total de 20 DSL (Figure 78). Seulement 6 DSL ne se situent pas dans des zones de DSGSD pour la partie socle. Les autres DSL sont présents dans la couverture tégumentaire et décollée.

Seulement 2 DSGSD et 4 DSL non associés ont été reconnus dans la vallée de la Vésubie (Figure 78). Ces DSGSD sont d'importance moindre par rapport à ceux de la Tinée. Par exemple, le DSGSD du Boréon (Figure 78) ne couvre qu'une superficie de 5 km², ce qui représente une surface 9 fois moindre que celle du DSGSD de Colle-Longue.

3 DSGSD et DSL associés ont pu être clairement identifiés dans la vallée du Haut-Var (Figure 78). Un grand nombre de DSL ont été cartographiés en dehors des zones de DSGSD. Cela peut s'expliquer par la grande hétérogénéité stratigraphique, dominée par les dépôts calcaires et marneux. Ils forment une succession de reliefs très différents et introduisent de fortes discontinuités et anisotropies conduisant à des différences importantes de comportements mécaniques (Allison et al, 1993 ; Antoine et al., 1995).

Les zones de DSGSD présentent une déformation plus diffuse que dans le socle métamorphique avec des expressions morphologiques moins évidentes. Les déformations autour des crêtes ne sont pas uniquement exprimées sous la forme d'affaissements, mais aussi de mouvements extensifs rotationnels et translationnels. Par exemple, on observe des crevasses au niveau des crêtes du DSGSD de Roche Grande et la rupture en rétrogression de la crête du DSGSD du Tuébi. Ces deux DSGSD enregistrent également de fortes déformations superficielles sous la forme de DSL (Figure 78) à la faveur de l'affleurement de marnes noires sur une épaisseur moyenne de 400 m (Faure-Muret et Fallot, 1954). Le DSGSD du Réal (Figure 78), quant à lui, se développe dans une zone plus homogène et présente des indices de déformations en affaissement aux abords des crêtes.

3.3.2.2. Relations entre DSGSD, DSL, canevas structural et topographie

Une carte d'échelle régionale représentant la localisation des DSGSD et DSL est comparée à la carte structurale du massif (Figure 79).

Dans la vallée du Haut Var (Figure 79), l'orientation des structures morphologiques suit majoritairement le canevas de fracturation : (i) Les failles et morpho-structures orientées N000-030°E sont parallèles à la direction de la topographie pour le DSGSD du Réal, (ii) Les failles et morpho-structures orientées N110-140°E forment un angle de 15° à 40° avec la topographie dans le cas du DSGSD de Roche-Grande.

Dans les vallées de la Tinée et de la Vésubie, les morpho-structures sont également fortement guidées par le canevas tectonique. La famille de failles N110-140°E explique l'ensemble des DSGSD rencontrés dans les deux vallées, y compris dans le cas du Boréon où l'angle entre l'orientation des structures et la pente atteint 60° (Figure 79).

Les autres familles de failles montrent également des évidences morphologiques de déformations dans les DSGSD: (i) La direction N000-030°E est majoritairement représentée dans la vallée de la Tinée et (ii) La direction N060-080°E est représentée dans l'ensemble des deux vallées. Les DSL les plus importants sont observés à la conjonction de deux de ces familles comme dans le cas du glissement de la Clapière avec les directions N110-140°E et N000-030°E.

Dans le socle métamorphique, la densité des morpho-structures est fonction de la relation angulaire existant entre l'orientation de la pente et la direction des failles (Figure 79). Plus l'angle est proche de 0, plus le nombre de morpho-structures est important. Le développement spectaculaire du DSGSD de Colle-Longue peut ainsi être expliqué par la faiblesse de l'angle entre la direction de la vallée (N140°E) et celle de la principale famille de failles N130°E (Figure 79)

D'autres morphologies comparables aux morpho-structures des DSGSD ont pu être observées en dehors des zones de déformations gravitaires (Figure 79). Ces structures consistent en : (i) des escarpements amont ou aval observés comme des structures discontinues pouvant atteindre 4km de long et 5m de haut, (ii) des crevasses ouvertes (majoritairement sur les crêtes) ou remplies de colluvions (majoritairement dans les versants) provoquant des replats topographiques et pouvant atteindre 5 km de développement pour 20 m d'ouverture, (iii) des linéaments sans escarpements visibles ou remplissages suggérant des signes d'activité comme des incisions rectilinéaires dans la topographie, des alignements de moraines (Persaut et Pfiffner, 2004). La majeure partie de ces déformations sont érodées par le passage des glaciers et montrent souvent des remplissages de matériaux glaciaires (activité anté-glaciaire). Cependant, quelques-uns de ces mouvements ne montrent pas de signes d'érosion suggérant une activité post-glaciaire.

Dans la vallée du Haut-Var, ces linéaments ont des orientations et des dimensions plus hétérogènes (Figure 79). De la même façon que pour les DSGSD et DSL, les hétérogénéités introduites en particulier par la stratigraphie peut en partie expliquer des variations locales et une déformation plus diffuse. Cependant, la corrélation avec le canevas structural hérité est toujours visible pour des directions de fracturation N00-030°E, N110-140°E et N060-080°E

De la même façon, la plupart des linéaments observés dans la vallée de la Tinée et de la Vésubie (Figure 79) sont localisés à l'aplomb de failles reconnues et avec une prédominance nette de l'orientation générale N110-140°E.

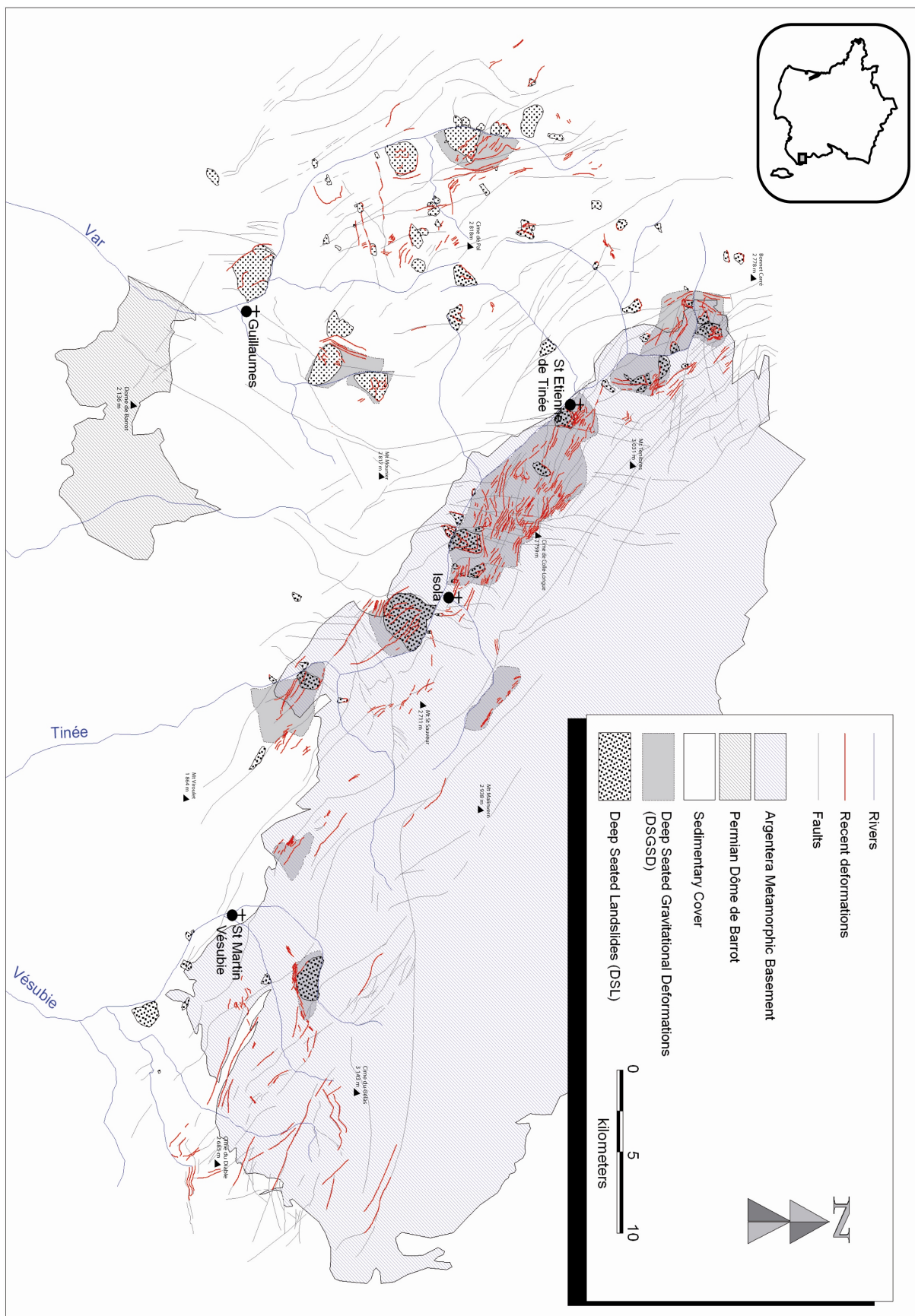


Figure 79 : Comparaison entre la carte tectonique (en gris) et la carte des morpho-structures (en rouge).

3.3.3. Analyse détaillée de la déformation interne des zones en mouvement. L'exemple du versant de Colle-Longue dans la vallée de la Tinée. (Figure 80 et Figure 81).

Le versant de Colle-Longue est affecté par un DSGSD qui couvre une surface d'environ 45 km² et qui présente des déformations extensives du pied du versant jusqu'aux crêtes (Figures 80, 81). Aucune surface de rupture délimitant le DSGSD n'a pu être observée. Les seules structures compressives observées le sont aux pieds de DSL emboîtés comme par exemple sur le glissement de la Clapière.

Les structures de sagging (affaissement) sont observées dans la partie haute du versant (jusqu'à une altitude minimum de 1 800 m) alors que les structures de toppling (basculement) sont observées dans les parties basses (altitude maximum de 2 000 m)

L'orientation générale des structures est globalement colinéaire avec la direction de la pente. En détail, les contrepenes et crevasses forment un angle moyen de 10° avec l'orientation de la crête (figure 80d), jusqu'à parfois devenir perpendiculaires.

De profondes vallées secondaires permettent de faire des observations en profondeur de la structure du versant. Les contrepenes peuvent atteindre 20 m de hauteur et sont guidées par les plans de foliation (Figure 80c) orientés N120°E et de pendage 40° NE. Les contrepenes se connectent cartographiquement au système de failles N110-140°E. Les crevasses présentent des ouvertures remplies de colluvions atteignant 15 m de largeur et sont géométriquement associées à des zones de failles normales ayant un pendage vers la vallée. Les structures affectent le versant plus profondément que le fond des vallées secondaires, les déformations atteignent ainsi au moins 1 000 m de profondeur. Dans la partie inférieure du versant les structures gravitaires ont un pendage vers le SW (Figure 81), alors que dans la partie haute, elles ont un pendage vers le NE (Figure 80c – 81).

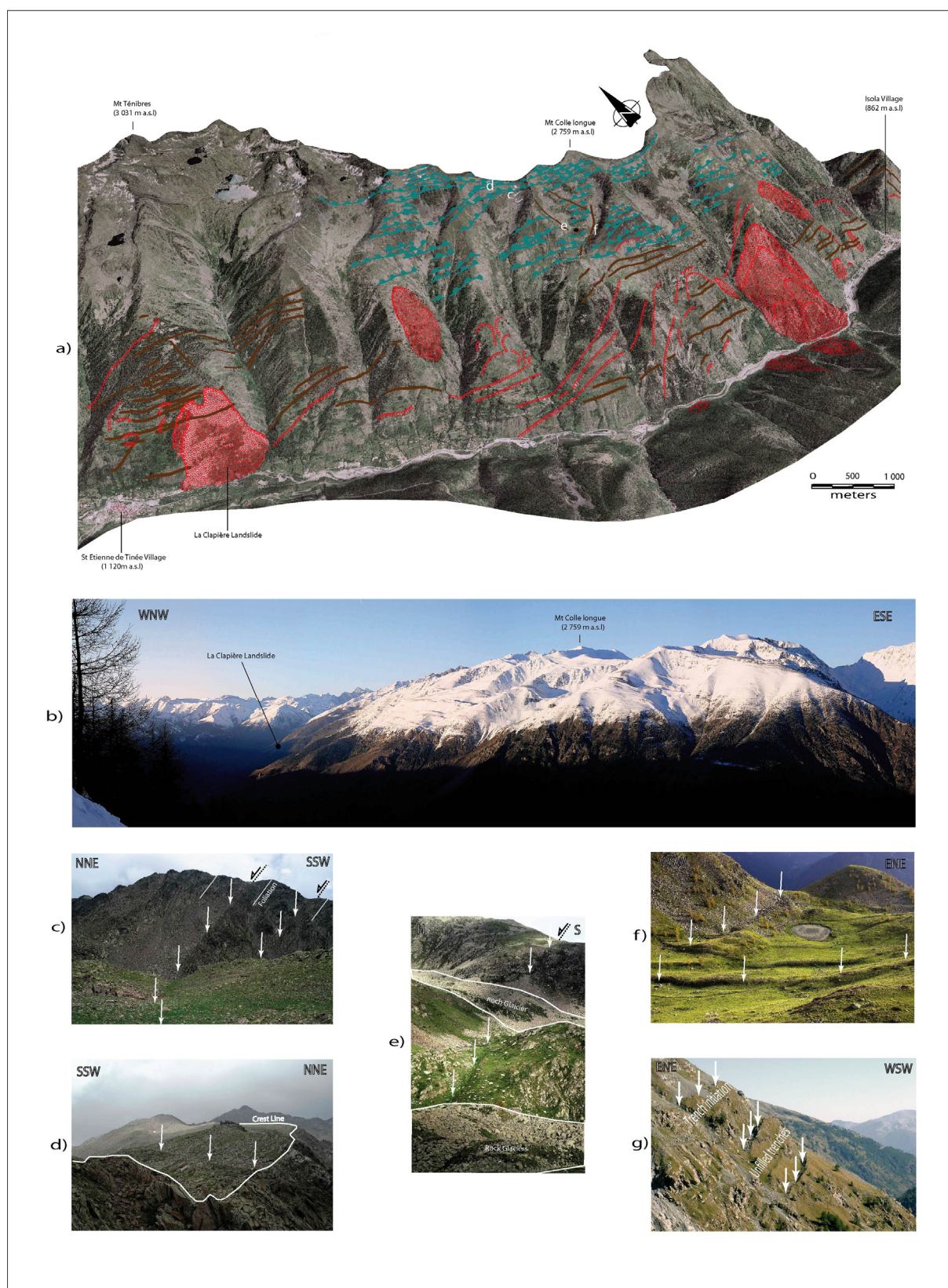


Figure 80 : Le DSGSD de Colle-Longue. (a) Déformations reportées sur un modèle 3D. Contrepentes (bleu), crevasses (marron), escarpements (rouge) et DSL (rouge tramé) b) Vue Panoramique des déformations de la partie supérieure du versant. c) Contrepentes dans la foliation décalant la partie supérieure d'un glacier rocheux. d) Contrepente recoupant la ligne de crête. e) Contrepente à mi-altitude recouverte par un glacier rocheux. f) Contrepentes à mi-pente dans des dépôts glaciaires et crevasse stoppant des éboulis avec une orientation N030°E. g) Crevasses dans le plus septentrional DSGSD du Pra présentant une évolution vers l'amont.

Le glissement rocheux de La Clapière, localisé dans la partie occidentale du pied du DSGSD de Colle-Longue, est géométriquement encadré par les failles d'orientation N110-140°E et N010-030°E (Lebourg et al., soumis). On y trouve des indices d'extension sous la forme d'escarpements morphologiques localisés sur les principales failles et représenté par le découpage normal du chevauchement Alpin présent sous le pied du glissement (Lebourg et al., submitted – Figure 81). D'autres indices morphologiques de déstabilisations gravitaires sont guidés par ces orientations tectoniques et sont observables en dedans et en dehors des limites du glissement. Il s'agit principalement de crevasses dont les principales sont situées sur des escarpements de faille. Ces crevasses montrent une évolution superficielle dans le corps du glissement en passant d'un aspect linéaire à un aspect déformé (courbe) et jusqu'à une dislocation complète.

A l'échelle du DSGSD de Colle-Longue, de tels indices morphologiques sont reconnus dans l'ensemble du versant (Figure 80a), principalement contrôlés par les failles orientées N110-140°E. Différents stades d'évolution ont pu être mis en évidence. Du glissement rocheux fossile (glissement de La Blâche), au glissement actif de La Clapière et jusqu'au stade pré-rupture de dislocation des crevasses (comme observé dans le DSGSD du Pra – Figure 80g). Du point de vue morphologique, le versant de La Clapière représente l'évolution sur une épaisseur d'une centaine de mètres, de la partie inférieure du DSGSD de Colle Longue (Figure 80a - 81), d'un champ de crevasses vers un DSL.

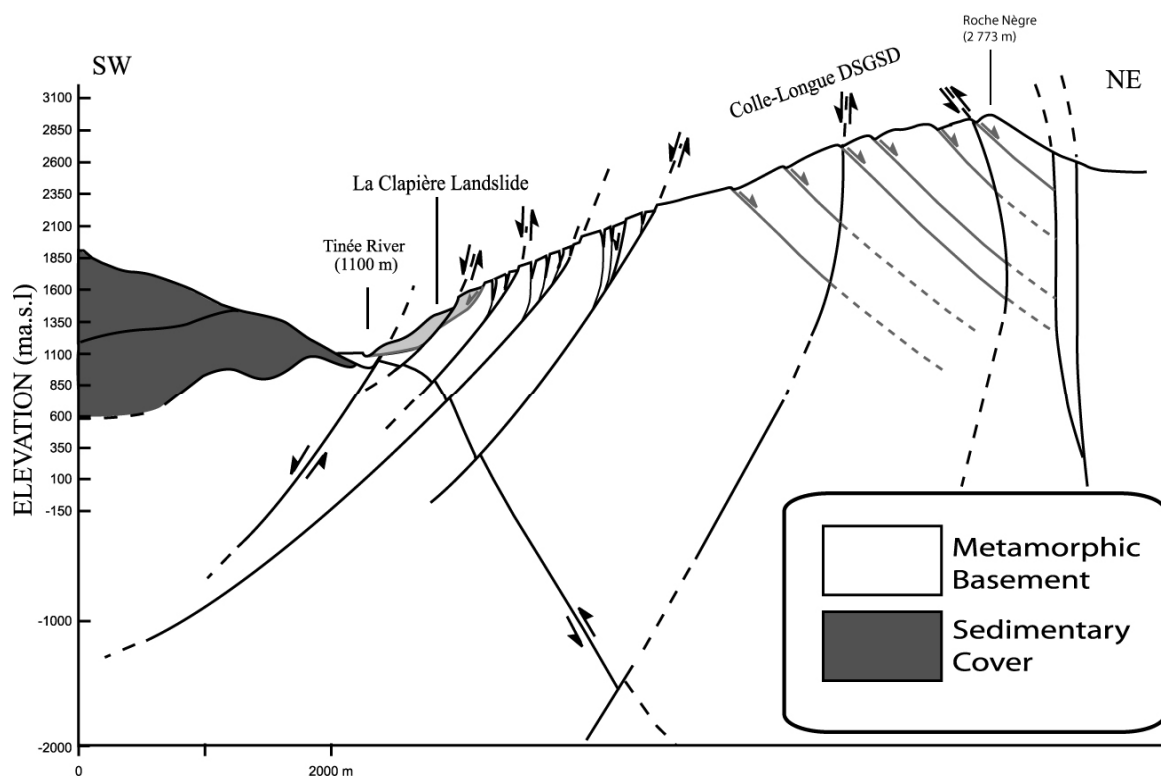


Figure 81: Coupe interprétée du versant de Colle Longue

3.3.4. Chronologie des déformations

3.3.4.1. Chronologie relative entre déformations à l'échelle du versant

3.3.4.1.1. Caractérisation des morphologies utilisées pour la chronologie relative

La morphologie des versants du massif de l'Argentera a été fortement modelée par la glaciation Würmienne et la période d'intense érosion qui en a résulté. Les dépôts et morphologies d'origine glaciaire ont ainsi été utilisés pour effectuer des datations relatives.

Les dépôts suivants ont pu être caractérisés sur le versant de Colle-Longue :

- Dépôts glaciaires du Würm et morphologies glaciaire de type roches moutonnées, polis glaciaires reconnues à toutes les altitudes et en particulier dans la zone des 1 000 – 1 600 m,
- Dépôts glaciaires tardifs. La déglaciation fût progressive et discontinue pendant une période d'au moins 6 000 ans. Les dépôts qui en résultent ont été caractérisés par Julian (1980) et reconnus sur le versant de Colle-Longue jusqu'à une altitude minimale de 1 600 m,
- Dépôts post-glaciaires représentés par des colluvions sur l'ensemble du versant et des glaciers rocheux atteignant l'altitude de 2 000 m,
- Des morphologies actives comme des éboulis et des éboulements (sur tout le versant), des forêts ivres (jusqu'à une altitude maximum de 1 800 m)

<i>Terminologie (analogues des Alpes Centrales)</i>	<i>Limite d'extension des dépôts (en mètres a.s.l) Exposition Nord - Exposition Sud</i>	<i>(Estimation BP)</i>
Würm	> 500 m	13 000
Mollières (Steinach)	1 600 – 2 250 m	10 000
Chastillon (Gschnitz)	1 900 – 2 500 m	8 000
Margès + Mounier (Daun – Egesen)	2 200 – 2 850 m	7 000
Actuel + Fernau	2 750 m min.	0
Glaciers Rocheux	> 2 000 m	13 000 – 0

Table 8: Reconstitution chronologique et extension des âges post-glaciaires. (Modifié de Julian, 1980)

3.3.4.1.2. Déformations observées

Les décalages et remplissages des formations décrites furent utilisés pour établir une chronologie relative des déformations. De plus, d'autres marqueurs ont été analysés lorsque ces dépôts étaient absents : (i) la présence d'escarpements dont l'orientation fait qu'ils auraient dû être érodés par les glaciers, (ii) les manques de remplissages glaciaires ou postglaciaires, (iii) les décalages dans des structures actives, (iiii) les relations géométriques entre structures morphologiques.

Dans le DSGSD de Colle-Longue, les déformations suivantes ont été caractérisées :

- Dans la partie inférieure des versants, les déformations affectent les dépôts et morphologies Würmiennes, les formations post-glaciaires et les dépôts actifs jusqu'à une altitude de 1 800 m. Il s'agit majoritairement d'escarpements à jeux normaux et de crevasses remplies de colluvions. Aucune crevasse ne présente de remplissage glaciaire,

- Dans la partie moyenne des versants (1 800 – 2 400 m), les contrepentes montrent les plus anciennes déformations avec des remplissages de matériaux glaciaires. Toutes ces déformations sont oblitérées par les dépôts tardifs du stade Chastillon, les glaciers rocheux et les éboulis actuels (Figure 80e),
- Dans la partie haute des versants (> 2 400 m), les déformations affectent les formations des périodes glaciaires jusqu'à l'actuel (Figure 80c et 80d).

Une coupe de crevasse à l'affleurement a été étudiée en détail sur le versant de La Clapière (Figure 82). La crevasse est localisée sur une faille normale de pendage vers l'aval caractérisée par une gouge et des indices de mouvement. La faille a été basculée créant une grande ouverture en traction (10 mètres) remplie par une sédimentation régulière de colluvions post-glaciaires. La gouge de faille est déformée et le mur de la faille est fortement fracturé. Les structures sédimentaires sont plissées. Des surfaces de rupture associées au glissement actuel recoupent l'ensemble de la structure.

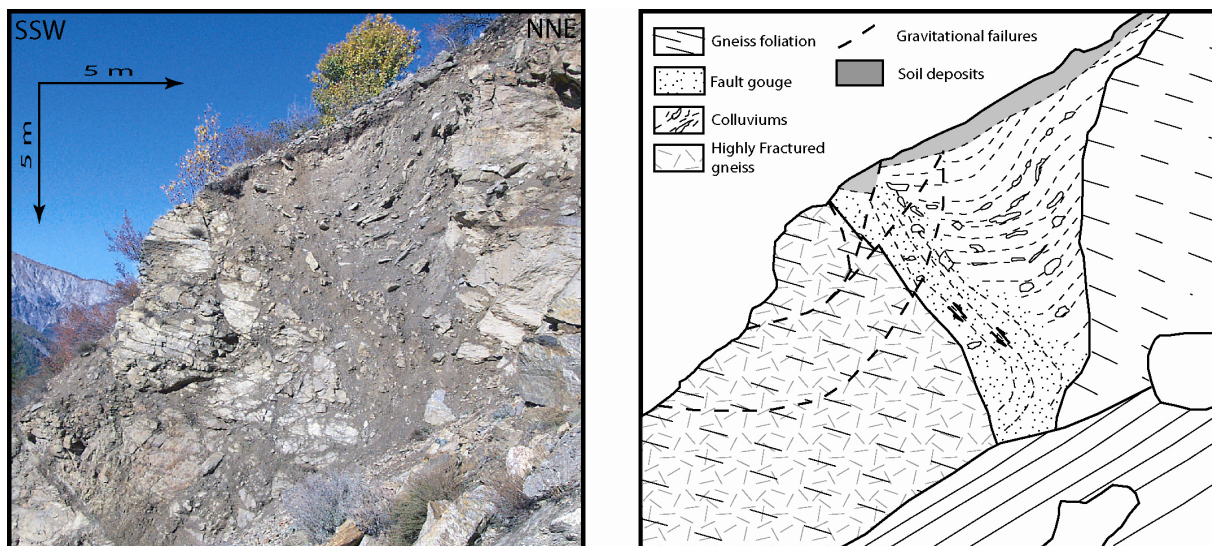


Figure 82: Crevasse en coupe et interprétation. La crevasse est située sur une faille normale basculée et remplie par des colluvions attestant d'une sédimentation régulière.

Des observations de même nature ont pu être effectuées dans d'autres zones de DSGSD, notamment dans le versant du Pra (Figure 80g).

Dans le versant du Réal (Figure 78), une avalanche rocheuse a partiellement été recouverte de dépôts glaciaires (Jomard, 2003). Des réactivations tardives de ces formations ont donné naissance à un ensemble de crevasses, d'escarpements et de glissements.

Dans la plupart des DSGSD observés et en particulier dans les versants du Pétoumier, du Clai inférieur et du Boréon (Figure 78), des morphologies en contrepentes et escarpements affectent les hauts de versants et les formations actuelles.

3.3.4.1.3. Chronologie relative des déformations

Les marqueurs morphologiques permettent d'estimer que les déformations gravitaires existent au moins depuis la fin du dernier âge glaciaire et même très probablement avant ce dernier. Cependant, ces déformations sont réparties de façon hétérogène dans les versants.

Dans la partie supérieure des versants, les signes d'une déformation continue au moins depuis la fin de la glaciation sont observés.

En partie moyenne des versants, les déformations semblent se suspendre à partir de la période dite de Chastillon, dont la fin est évaluée à 8 000 ans (Julian, 1980).

Pour ce qui est de la partie inférieure, l'affleurement en coupe de la crevasse au niveau de versant de La Clapière (Figure 82), permet d'établir une chronologie des déformations qui débute par la formation d'escarpements au droit de failles normales. Cette activité est suivie par un mouvement de basculement menant à la formation de crevasses, et ceci à partir de la fin du Würm. Des déformations tardives affectent enfin l'ensemble de la structure par des mouvements vers l'aval caractérisés par la localisation de ruptures gravitaires et l'apparition consécutive de structures secondaires en compression.

Ce modèle d'évolution des parties basses des versants est corroboré par les observations effectuées sur le versant du Pra. En effet, le pied de ce DSGSD montre l'évolution actuelle d'un champ de crevasses : l'évolution de la déformation se fait vers l'amont par l'ouverture successive de crevasses situées sur des failles normales et accompagnée d'un remplissage colluvionnaire régulier (Figure 80g).

Il est cependant difficile de savoir si la déformation des escarpements en pied de versants a été initiée avant ou après le retrait glaciaire. En effet, les mouvements sur les failles ou escarpements ont pu être masqués par l'érosion glaciaire. Néanmoins, l'observation de déformations anté à syn-glaciaire en partie intermédiaire des versants reliées structuralement aux déformations de pied de versants par des failles N120°E (Figure 79), permet de supposer que les mouvements normaux étaient actifs durant la glaciation Würmienne.

En résumé, il apparaît que les versants se déforment dans leur globalité jusqu'à la période dite de Chastillon (8 000 ans). A partir de là, seules les parties basses et sommitales montrent des modifications morphologiques. Les déformations en crêtes sont caractérisées par des mouvements le long de contrepentes alors que les déformations basales sont caractérisées par des mouvements de basculement reprenant des structures préalablement déformées.

3.3.4.2. Datations absolues

Bigot-Cormier et al. (2005) ont obtenu un ensemble d'âges absolus par l'utilisation de cosmonucléides (Béryllium 10) sur le versant de la Clapière. Les processus rupturés ayant conduit au glissement actuel peuvent ainsi être calibrés dans le temps :

- Les premières ouvertures en crevasse sont caractérisées à 10 000 ans proche du pied de versant, soit 3 000 ans après le retrait du glacier de vallée. Les mouvements suivent ensuite une évolution vers l'amont jusqu'au sommet actuel du glissement (1 830 m) à 7 000 ans et jusqu'aux sites les plus élevés (2 000 m) datés à 5 000 ans,
- La déformation se re-localise à la limite nord-ouest de l'arrachement principal du glissement actuel à environ 2300 ans.

A la lumière de 50 ans d'archives aériennes et de mesures tachéométriques, il apparaît clairement que l'évolution du glissement et sa propagation est contrôlée par les deux familles de failles N110-140°E et N010-030°E (Lebourg et al., soumis).

3.4. Synthèse et discussion des données acquises: vers un modèle décrivant la transition entre contrôle tectonique et contrôle gravitaire de l'endommagement des versants rocheux hétérogènes.

Des indices morphologiques de déformations récentes ont pu être observés dans toute la partie occidentale du massif de l'Argentera-Mercantour comme l'expression d'une fracturation fragile en extension. Les mouvements gravitaires rocheux ont été reconnus sous la forme de Deep Seated Landslides (DSL) et de Deep Seated Gravitational Slope Deformation (DSGSD).

Une première analyse de la répartition des zones de déformations fait apparaître que :

- Les DSGSD sont majoritairement représentés dans la vallée de la Tinée (61%) et dans une moindre mesure dans les vallées de la Vésubie (15%) et du Haut-Var (24%). Les indices morpho-structuraux les caractérisant sont cependant équivalents pour chaque cas (contrepentes, crevasses, escarpements, doubles crêtes) et les déformations affectent les versants des vallées jusqu'aux crêtes,
- Les DSL sont en majorité cartographiés dans la couverture sédimentaire (68%), ce qui s'explique en partie par les forts contrastes mécaniques introduits par l'hétérogénéité litho-stratigraphique. 35% des DSL sont cependant situés dans des zones de DSGSD, particulièrement dans le socle de la vallée de la Tinée où ce chiffre atteint 77%. Ces DSL sont principalement exprimés dans les parties inférieures des versants (>85%) et près d'anomalies morphologiques telles des escarpements ou de fortes ruptures de pentes.

Les deux mouvements représentatifs de Colle Longue (DSGSD) et de la Clapière (DSL) sont détaillés et analysés au travers de la cartographie morphologique des structures gravitaires et de leur corrélation avec des indices temporels relatifs et absolus. Il ressort de cette analyse :

- Jusqu'à 7 000 ans, le versant de Colle Longue (Glissement de la Clapière inclus) présente des déformations gravitaires généralisées. Les indices morphologiques les plus anciens font état de déformations au moins syn-Würm et dont on peut supposer qu'ils étaient déjà actifs avant la glaciation Würmienne,
- A partir de 7 000 ans, les déformations ne sont plus actives que sur les parties supérieures des versants et sur les parties inférieures. Un basculement continu et rétrogressif affecte les parties incisées par l'érosion glaciaire jusqu'à localiser la rupture et provoquer la formation de DSL comme la Clapière où les premiers indices de glissement sont datés à 2 300 ans. Cependant, différents stades d'évolution des pieds de versants sont observés dans les versants du Pra, d'Isola...

La cartographie des morpho-structures gravitaires montre que leurs orientations sont fréquemment sécantes à la direction moyenne des versants (de quelques degrés jusqu'à 90°). Une analyse de terrain indique en effet que ces morpho-structures suivent ou se raccordent en majorité aux structures héritées des versants : plans de foliations, fractures et failles.

Que ce soit pour les DSGSD ou pour les DSL qu'ils englobent, l'orientation et la localisation des morpho-structures est fortement dépendante de celle des failles cartographiées. Plus particulièrement, les principaux escarpements et crevasses sont portés par ces failles alors qu'elles limitent géométriquement l'extension des contre-pentes qui se développent préférentiellement au niveau des plans de foliations ou de stratifications.

D'un point de vue général, les déformations observées suivent les orientations de fracturations héritées suivantes :

- N00-030°E, N110-140°E, N060-080°E dans les vallées de la Tinée et du Haut-Var,
- N110-140°E, N060-080°E dans la vallée de la Vésubie.

La direction N110-140°E est largement dominante dans les 3 vallées. Les déformations gravitaires montrent leurs plus forts développements lorsque la direction de la crête est sub-parallèle à celle des structures N110-140°E.

Les zones de déstabilisations gravitaires ne sont pas les seules à présenter des déformations récentes car nous avons pu cartographier un ensemble de témoins morphologiques de déformations quaternaires en dehors du cadre des DSGSD. Ces témoins suivent en grande majorité le canevas structural déterminé et se connectent par la même occasion à une partie des structures gravitaires. D'un point de vue chronologique, leur signature morphologique fait globalement état d'une activité anté à syn-Würm (escarpements polis, alignements et remplissages de moraines), bien que quelques indices de déformations plus récentes existent (décalages de polis glaciaires, ouverture en tension de crevasses sans remplissage, décalages francs de réseaux de drainages...). Cependant, les résultats préliminaires des datations ¹⁰Be réalisées dans le cadre du GIS-CURARE sur certains de ces indices récents (Vallons de Vens et de la Gordolasque) ne font pas état d'activité inférieure à 3 500 ans.

3.4.1. Géométrie des déformations grande échelle

La géométrie en profondeur des DSGSD est un sujet toujours débattu. Bien que nous n'ayons pas pu observer clairement la géométrie profonde de ces structures dans le massif étudié, les informations collectées nous permettent (pour notre cas d'étude) d'exclure les modèles conceptuels (Zischinsky, 1969 ; Tabor, 1971 ; Ambrosi and Crosta, 2005) ou numériques (Agliardi et al., 2001) présentant des zones de déformations ou des surfaces de cisaillements dont la profondeur n'excède pas quelques centaines de mètres. L'observation de déformations sur des entailles transversales (pouvant atteindre 1 000 m) ou au fond de vallées secondaires, indique que l'extension en profondeur des morpho-structures doit être supérieure aux reliefs proprement dits. Deux types de modèles peuvent donc correspondre à nos observations :

- Les modèles géométriques introduits par Beck (1968), Radbruch-Hall (1978), Hutchinson (1988) et modélisés physiquement par Bachmann et al., (2006). Ils présentent des déplacements sur des plans de rupture s'enracinant profondément dans les versants et liés à une surface de cisaillement continue et d'origine gravitaire dont l'échelle est celle du massif affecté,
- Les modèles géométriques utilisant des discontinuités pré-existantes (Bovis, 1982), ou liés à des failles ou de la fracturation héritée (Hyppolyte et al., 2006) et supposant des déformations d'origine tectonique.

L'absence de limites latérales claires, de structures compressives et de bombement des versants dans le fond des vallées en relation avec l'affleurement de surfaces de ruptures ne permet pas de valider le premier modèle. En revanche, les structures guidées par des discontinuités héritées et localisant la déformation comme ce qui a pu être observé dans les versants du Pra, de Colle Longue, de Péroumier et du Boréon permettent une bonne corrélation avec le second modèle.

3.4.2. Origines de l'endommagement et de la rupture des versants. Vers un modèle permettant de relier déformations tectoniques et gravitaires.

McCalpin (2003) reporta 5 origines probables pour la formation de sackungs ou DSGSD:

1) Les forces d'origine glaciaires ; 2) les forces d'origine gravitaires qui produisent des déformations guidant lentement un massif rocheux vers l'instabilité ; 3) la réponse à un chargement antérieur comme la déglaciation ; 4) les sollicitations sismiques ; 5) des déplacements connectés à des failles sismogéniques.

L'origine la plus fréquemment invoquée dans le cadre des déstabilisations gravitaires est la déglaciation (Agliardi et al., 2001; Hippolyte et al., 2006). Cependant, les morpho-structures et linéaments cartographiés en dedans et en dehors des zones de DSGSD sont distribués indépendamment de la direction moyenne des vallées et correspondent majoritairement à des déformations récentes le long d'axes structuraux hérités. De plus, les contraintes temporelles relatives basées sur des observations morphologiques, montrent une activité pendant et probablement même avant la glaciation Würmienne. Cela implique que la déglaciation n'est pas le facteur principal conduisant aux déformations observées, comme cela a été proposé dans le massif de Pyrénées par Gutteriez-Santolalla et al. (2005). Cela indique également que l'action unique de l'érosion et de l'incision des vallées dans la re-mobilisation de fractures héritées et conduisant à la déstabilisation des versants, ne peut être valide.

Les indices morphologiques et chronologiques montrent également une diminution globale de la déformation depuis 10 000 – 7 000 ans. Cette activité décroissante des DSGSD sur une longue période de temps indique que ni l'activité tectonique actuelle, ni les fortes variations climatiques ne semblent influencer leur évolution. En effet, les remplissages colluvionaires dans les crevasses conduisant à la formation de DSL (comme observé sur le versant de La Clapière depuis 8 ka) indiquent une activité régulière et continue suggérant une évolution sans épisodes catastrophiques.

Un contrôle interne doit donc être envisagé afin d'expliquer cette évolution des déformations gravitaires sur des axes structuraux dépassant largement le cadre des vallées.

L'analyse des indices temporels relatifs et absolus caractérisant les différents types de déformations sur une période de 20 000 ans permet ainsi de proposer :

- Une déformation extensive globale de la bordure occidentale du massif de l'Argentera-Mercantour où l'activité tectonique contrôle la répartition des déstabilisations gravitaires de type DSGSD. Le développement des DSGSD est fonction de la relation angulaire entre structures héritées et orientation des versants.
- Un ralentissement des déformations depuis 10 000 ans où le contrôle devient majoritairement d'origine gravitaire. Les déformations ne se localisent plus qu'en tête et en pied de versant où l'occurrence de DSL est influencée par l'accentuation des pentes due à l'incision glaciaire.

Les déformations récentes mises en évidence par l'analyse des morpho-structures sont compatibles avec une extension N070 et cohérentes avec les données sismotectoniques obtenues par Eva et al., (2000) sur les parties orientales du massif de l'Argentera et par Godel (2003) sur 9 mécanismes aux foyers et tenseurs des contraintes calculés au sein du massif. Ces mécanismes aux foyers sont localisés à des profondeurs comprises entre 1 km et 11 km et indiquent que les déformations superficielles doivent avoir une importante continuité en profondeur qui doit être corrélée avec les conditions à l'échelle crustale. Une telle continuité pourrait résulter des processus suivants :

- Une surrection isostatique avec réajustements gravitaires en réponse à un épaissement crustal inactif dans le cas d'un taux de convergence consommé en avant des Alpes externes (Delacou et al., 2004),
- Un réajustement isostatique gravitaire qui accommoderait un déplacement vertical du massif sur un chevauchement crustal en considérant une activité compressive toujours existante (Giglia et al, 1996; Madeddu et al.,1996; Calais et al.,2000) et une migration du chevauchement principal vers le SW (bassin Ligure).

Quoi qu'il en soit, une diminution de l'activité tectonique et/ou d'uplift doit être considérée pour une période de 20 000 ans comme tant à le prouver la faible activité sismique actuelle.

CHAPITRE 3

Le glissement actuel de la Clapière s'intègre dans un modèle de déformation global des versants représentant bien l'évolution d'un mouvement de grande ampleur vers un glissement rocheux localisé. Cependant, sa géométrie en profondeur est encore mal connue et doit être précisée en vue de valider les modèles de déformation du versant.

Ce chapitre traite de la possibilité de déterminer et de confirmer la structure profonde de ce que nous avons appelé précédemment Deep-Seated-Landslide à partir d'une double approche terrain-géophysique (tomographie électrique).

Cette méthode d'auscultation se révèle adaptée et permet d'obtenir, pour la première fois, des informations sur la structure d'un mouvement de cette ampleur pour lequel le contrôle structural est prédominant.

*« Il n'y a pas de Chute sans Gravité » - Isaac Newton
- Luc Alphand*

1 Résumé

Ce chapitre est constitué de deux articles soumis dont le premier est accepté pour publication.

Le premier article traite de la possibilité de caractériser, par la méthode de tomographie électrique, la transition entre une zone pseudo-stable et une zone déstabilisée (glissement de la Clapière) dans un matériel relativement homogène. Cette étude se concentre donc sur une partie accessible du glissement appelée le lobe Nord-Est.

Dans la première partie de l'article, nous abordons la caractérisation et le calibrage du signal électrique ainsi qu'un essai de corrélation avec d'autres paramètres tels que la vitesse de propagation des ondes P et les paramètres rhéologiques. Une bonne cohérence des résultats avec les observations morphologiques est obtenue et une série de profils de résistivité est entrepris dans le glissement même.

La seconde partie de l'article est basée sur l'applicabilité en profondeur des résultats observés précédemment. Les profils électriques ont été réalisés dans un environnement complexe où se superpose un glissement superficiel à la masse globale du glissement de la Clapière. Les profondeurs estimées très différentes pour ces deux ensembles (40m et 100m) ont permis de tester la méthode pour chacune des deux configurations :

- deux profils superficiels (sur une tranche de 50m) acquis en configuration dipôle-dipôle on permis une caractérisation fine des zones de circulation d'eau et de l'extension latérale et en profondeur du glissement superficiel. Une forte variabilité latérale des résistivités souligne l'hétérogénéité du matériel déstabilisé. Une variation importante des résistivités entre les mesures estivales et hivernale met en exergue la sensibilité de la méthode à la saturation du massif,
- un profil profond (sur une tranche de 250m) acquis en configuration pôle-pôle permet de retrouver les structures superficielles malgré un lissage des hétérogénéités. Il montre également un contraste en profondeur dont l'origine peut être discutée entre la surface principale de rupture du glissement et la transition verticale vers un milieu saturé.

Ces premiers résultats mettent en évidence l'applicabilité de la méthode sur des profondeurs pouvant atteindre 250 m. Cependant, les variations de résistivité dans un même matériau sont fonction de l'altération mais aussi du degré de saturation du milieu. Les interprétations qui en découlent nécessitent donc une calibration géologique et hydrologique importante.

Le second article porte sur une analyse fine et corrélative entre les structures géologiques et hydrauliques du versant instable de la Clapière et les résultats de tomographie électrique profonde menés sur l'ensemble du glissement. Il fait également le point sur les techniques d'acquisition géophysique et les problèmes liés aux moyens d'inversion en relation avec l'étude des mouvements gravitaires profonds.

Cette recherche a consisté en une redéfinition très fine et précise de la fracturation du versant de la Clapière et une localisation des écoulements et zones saturées. A cela s'ajoute une étude morphologique détaillée au 1/1000^{ème} de la masse glissée. Cette analyse morphologique permet de reconstituer les étapes par zones où sont apparues les différentes ruptures. Il a été tiré de cette approche une séries de coupes interprétatives au droit des profils géophysiques précédemment réalisés.

Ces coupes sont ensuite comparées aux profils géophysiques obtenus. Il en résulte:

- Une bonne localisation et corrélation des structures et interfaces horizontales qui permettent de confirmer la localisation de la surface de rupture et les régimes hydrauliques supposés,
- Une difficulté à représenter visuellement les structures verticales pour les profils de type pôle-pôle. Une comparaison avec des modèles inversés de résistivité permet cependant de reconstituer le signal de structures verticales que l'on retrouve finalement sur les profils acquis.

Ce travail permet, pour la première fois sur ce type de mouvement de versant, de localiser précisément la surface de rupture du glissement de la Clapière. Il permet également de confirmer les coupes géologiques interprétatives effectuées à plus grande échelle dans le versant et de valider le contrôle structural des écoulements et des déformations mis en évidence dans le chapitre précédent.

2 Identification of the gravitational boundary in weathered gneiss by geophysical survey: la Clapière landslide (France)

H. Jomard, T. Lebourg, E. Tric

Article accepté après révisions en Septembre 2006 dans Journal of Applied Geophysics

Abstract

Geophysical surveys were conducted on the unstable upper part of the La Clapière landslide in the French Alps (Alpes Maritimes). Electrical resistivity and seismic measurements were carried out over a two year period to obtain, for the first time on this landslide, general information on the weathered zones, slipping surface and the network of water drainage. This geological information is derived from two different surveyed areas presented in this paper. For the characterisation and quantification of the weathering, the data showed a very good correlation between the electrical resistivity and the velocity of the direct waves which is dependant on the quality of the rock, and put into context by the survey of geological and structural outcrops. This comparison made it possible to differentiate the weathered zones from unweathered zones. The electrical resistivity profiles also allowed mapping of the weathering zones at depth, and provided information on channeling of the water within the slope and on the depth of the slip surface. Thus, the origin of the instability of the upper part of the La Clapière landslide seems to be strongly associated to the water circulation. The maximum depth of the slipping surface in the uppermost part of the landslide is around 30 m. Moreover, for the first time we have also identified from electrical resistivity tomography, (1) a boundary, at a depth of about 90 ± 10 m, which could be the depth of the slipping surface of the La Clapière landslide and (2) a possible perched aquifer.

Keywords: Geophysical investigation, Landslide, Resistivity imaging, slipping surface, weathered materials, Electrical tomography.

2.1 Introduction

The understanding of rupture processes in deep seated landslides and hence the prediction of the evolution of such phenomena is difficult for two main reasons. The first one arises from the difficulty in estimating the mechanical behaviour of the affected rock mass which is very different from that of rock samples we can study in the laboratory. This is mainly true in the upper part of the slope subjected to weathering (Lebourg and al., 2003). The second reason is due to the necessity of taking into account the 3D geometry of the phenomenon, and particularly the geological discontinuities affecting the rock mass. The geometry and the structure can be obtained from geomorphological, geotechnical, geophysical, and mechanical data. In order to achieve this task, both direct and indirect investigations must be performed. The first approach is geomorphological, because it allows on the one hand to conceptualize a model of the studied site and, on the other hand to define a protocol of study of the site (Hutchinson, 1988; Chigira et al., 2003; D'amato Avanzi et al., 2004; Catani et al., 2005; Dymond et al., 2006; Komac, 2006). Concerning direct investigations, geotechnical methods may be used to obtain accurate data allowing slip surfaces to be located, but the high cost of such methods implies that they are not always suitable. Thus, an overall structural interpretation of the landslide is not easy and sometimes impossible. For this reason geophysical methods such as electrical resistivity tomography are employed (Mauritsch et al., 2000; Roth et al., 2002). Its main advantage is that it is possible to measure the ground response along continuous (or pseudo-continuous) profiles located on the ground surface in order to obtain 2D and 3D imagery of the structure with an identification of weathered zones that can be associated with lithologic, hydrologic and mechanical characteristics. Nevertheless, the technique requires calibration and validation and complementary information (geomorphologic, hydrogeologic, tectonic, etc...) or the application of other geophysical methods (seismic reflection and refraction, gravity) to validate the results obtained. Some recent works have shown that the application of resistivity methods can reveal very important details of the weathered zones, the hydrological system, and geological structure (Robain et al., 1996, Ritz et al., 1999, Jongmans et al., 2000, Sumanovac and Weisser, 2001, Lebourg et al., 1999, 2001, Wise et al., 2003; Perrone et al., 2004; Lebourg et al., 2005; Rey et al., 2005, Godio and Bottino, 2001; Godio et al., 2006; Sumanovac, 2006). However, this method has been rarely used on deep seated landslides because of logistical difficulties with using resistivity equipment in steep and unstable terrain.

The purpose of this work was to investigate whether the electrical resistivity tomography could provide accurate information on the weathered zones, slipping surface, major discontinuities and the drainage network in the upper part of the La Clapière landslide (Alpes Maritimes, France). Although numerous studies have been carried out on this landslide (hydrological, geologic, tectonic, topographic) (Follacci, 1987, Ivaldi et al., 1991, Compagnon et al., 1997; Guglielmi et al., 2000, Cappa et al. 2004)), only one geophysical survey has been performed at the foot of this landslide (Lebourg et al., 2005). For this reason, we decided to undertake, for the first time, such a study by applying the geophysical approach to the La Clapière landslide and more precisely to the more unstable part located at the top.

2.2 Geographical, geomorphological, geological and hydrogeological settings

The La Clapière landslide is located in the French Southern Alps (Figure 83), downstream from the village of Saint-Etienne-de-Tinée, at the edge of the Mercantour massif. This landslide affects an area around 100 ha between 1 100 and 1 800 m of elevation and mobilizes a volume of rock about of 60 million m³. It is bordered on its northwestern side by the Tenibres river and to its southeastern side by the Rabuons river, flowing into the Tinée river. The three valleys define a N010°E trending prismatic geometry that allows a 3-dimensional view of the unstable area. The prism culminates at an elevation of 2 200 m. Elevations of surrounding crests and peaks reach 3 000 m.

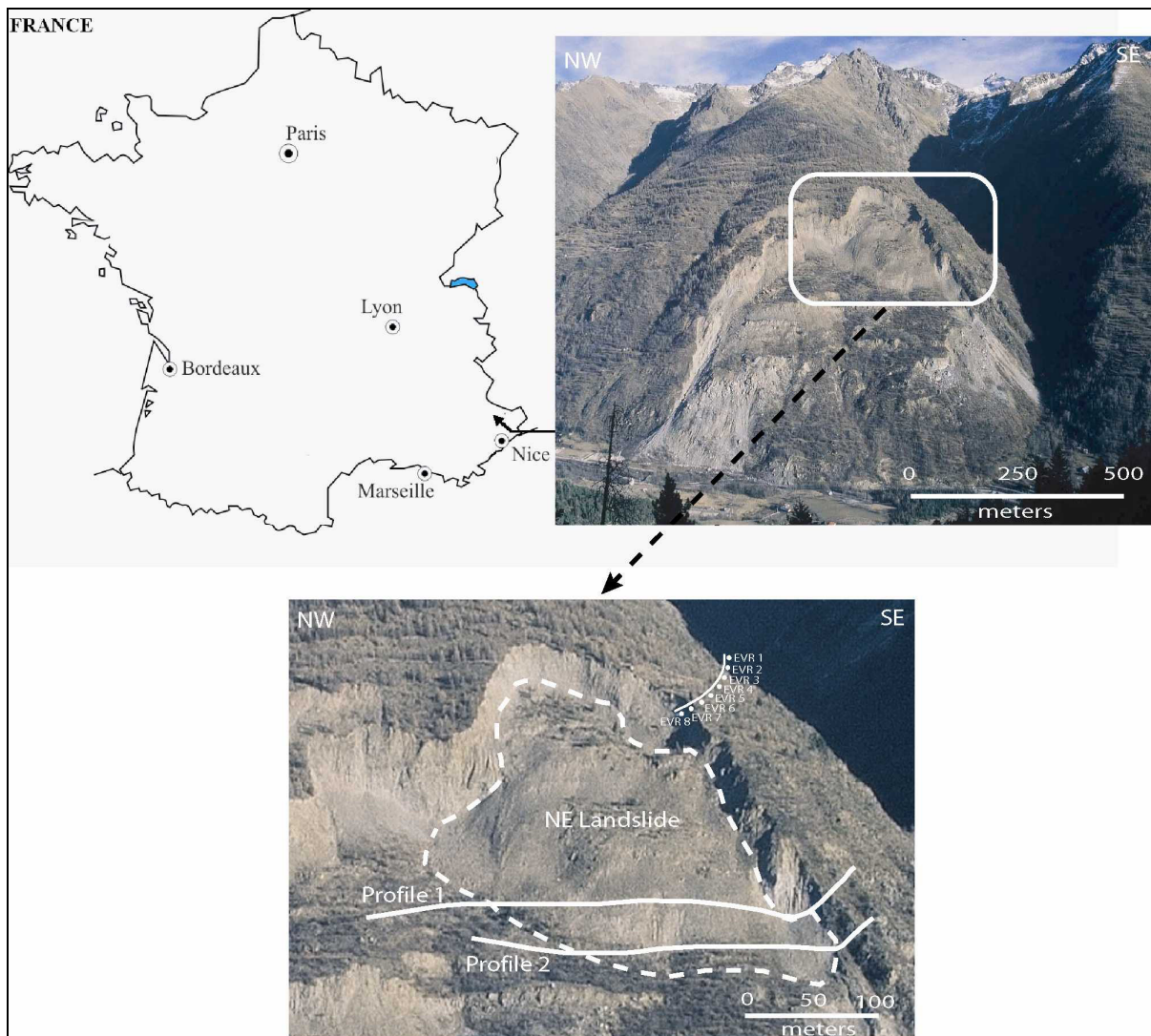


Figure 83: The “La Clapière” landslide in 1998, localisation of the studied area (photo from G. Sève, CETE de Nice). A zoom of this area is done in order to locate the different geophysical surveys on the North-East section of La Clapière landslide, which is actually the more unstable part of the slope.

The landslide currently overlaps the quaternary alluvial deposit of the Tinée River and affects the hercynian basement rocks composed mainly of migmatitic gneiss (Follacci et al., 1987, 1999). A subhorizontal bar of metadiorite, called the Iglière bar, crosses the landslide at an average elevation of 1 350 m (Figure 84). All geological units have a hercynian foliation with

a near subhorizontal dip at the edges of the landslide and a 10° to 30° dip to the NE within the landslide (Follacci et al., 1987, 1999; Gunzburger and Laumonier, 2002, Delteil et al., 2003). The metamorphic foliation in the La Clapière zone appears undulated and microfolded. At the top of the slope, between elevations of 1 700 and 2 200 m, metamorphic rocks are weathered over a thickness ranging from 50 to 200 m. In the middle and at the foot of the slope, the gneisses are fractured. This landslide is largely fractured with three characteristic directions of faults (Guglielmi et al., 2000) which are N10-30°E, N90°E and N110-140°E with a dip angle close to 90 °. A fault with a N20 direction divides the landslide into two parts.

The landslide is bounded at the top by a main scarp of 60-80 m height which forms two lobes, an upper NE lobe and an upper NW lobe (Follacci, 1987). Two secondary scarps have developed within the landslide. One of the scarps has a N120 direction and is located at an average elevation of 1 500 m, the other scarp having developed since 1987 along a N90 fault just under the top NW lobe (Figure 83).

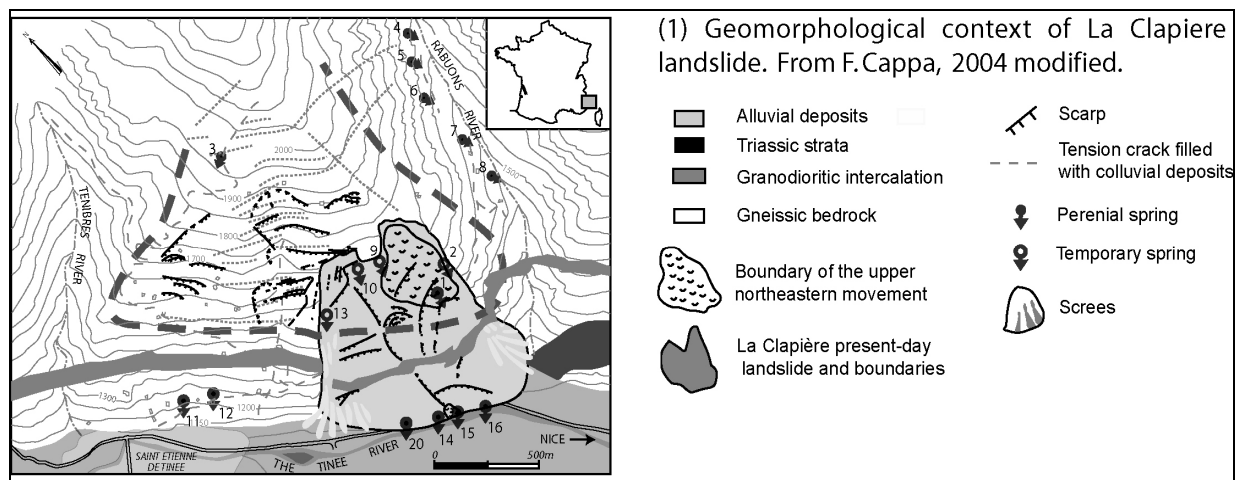


Figure 84: Geological and geomorphological maps of Clapiere landslide from Cappa et al. 2004

In the upper NE lobe, a secondary landslide is superimposed on the major one. This area corresponds to a 5 million m³ volume which has completely lost its cohesion and which behaves like a block landslide sliding along its own failure surface which is shallower than that of the main landslide. It overlaps the main landslide. The downward movement of this compartment ranges between 100 and 380 mm yr⁻¹. This area is the site of the geophysical prospecting presented in this paper. The upper part of the landslide between the headscarp and the Iglère bar has a characteristic morphology in decametric steps (Follacci, 1987). This landslide has probably been active since the beginning of the 20th century. The first studies of the La Clapière landslide were carried out in 1977. Distance measurements have been regularly acquired since 1982. These data indicate velocities of 1 cm/day on average. Two accelerations have been registered: one in autumn 1987 with velocities greater than 10 cm/day and one at the beginning of 1997 with velocities greater than 5 cm/day (Follacci, 1999). Moreover, these measurements reveal a seasonal response of the landslide characterized by an acceleration of movements correlated to snow melting (Follacci, 1987; 1999). For a few years, this distance monitoring has been combined with other types of investigations: hydrogeological studies (Compagnon et al., 1997; Guglielmi et al. 2000), remote sensing (Casson et al., 2003; Squarzoni et al., 2003) and subsurface geophysical investigations (Lebourg et al., 2003). Different types of geometric, mechanic or hydromechanic models have been derived from these data sets (Merrien-Soukatchoff et al., 2001; Cappa et al., 2004) but none of them visualise the morphology of the main slip surface geometry. Based on cross-sectional geometry, the depth of the failure surface may not exceed 100 – 200 m (Figure 84 in Cappa et al., 2004), but no data exist to confirm this estimation, In this study we present the

morphology and the image of the slip surface of the superimposed landslide affecting the upper part of the NE lobe.

The La Clapière slope itself is affected by many tectonic discontinuities, a complete description of which is reported in Gunzburger and Laumonier (2002). The major fractures are subvertical N20 faults intersecting the whole slope far away from the active landslide and delimiting several parallel N20 slices, several hundred meters wide. The displacements measured by the monitoring system also have on average a N20 orientation. This suggests that faults play the role in guiding the deformation and also that they aid water drainage.

From the hydrogeological point of view, the landslide can be regarded as a discontinuous fractured reservoir. Water flows into fractures whose openings depend on the depth and on the structure of the slope. The landslide can be taken as a highly permeable fractured reservoir because the displacements induce the formation of large volumes of pore space inside opened fractures, breccias and blocks. The area is characterised by several springs (perennial and temporary). Some of these springs emanate directly from the basement along faults of different directions or in the weathered topsoil. Thus, the landslide is drained at its foot by a group of perennial springs with a total discharge of between 0.25 and 0.35 l.s⁻¹ (springs 14, 25, 16, 20 in Figure 84). In the landslide, another perennial spring rises at the foot of the northeastern compartement at an elevation of 1 550 m, and has a discharge of between 0.1 and 0.3 l.s⁻¹ (spring 1 in Figure 84). This spring is located in our study area. After periods of long precipitation, some temporary spring rise occurs at the same elevation (springs 2, 9, 10, 13 in Figure 84). All these temporary springs rise along faults or at the bottom of major tension cracks filled with colluvial deposits. All the streams that originate from the perched springs (springs located in the upper part of the landslide) are interrupted a few hundred meters downstream (Cappa et al., 2004). This mean that all the waters infiltrate the main landslide. Water chemistry studies carried out by Guglielmi et al. (2000, 2005) and Cappa et al. (2004) suggest the presence of two main flowpaths in this landslide: (1) flow through low permeability Triassic deposits pinched under the foot of the landslide, (2) flow through a more permeable fissured basement. These differences in the landslide drainage can be correlated with the different mechanical behavior: high sliding speeds at the top and medium and slow speeds at the base of the landslide (Follacci, 1999). From these data, Cappa et al. (2004) proposed a conceptual hydromechanical model of the slope, in which a doubly permeable aquifer is present with a small number of highly conductive fractures and a large number of poorly conductive fractures. The main hydromechanical effect originates from snowmelting in the upper part of the slope between 1 800 and 2 500 m. From this upper rechargeable area, the transit time through the perched saturated zone can reach 5-8 days, and an infiltration yield ranging from 0.4 to 0.8 ls⁻¹ causes a generalized landslide acceleration. The transit time of the groundwater to the basal saturated zone is between 8 and 12 days. Thus, landslide velocities are characterized by very slow periods (velocities ranging from 1 to 5 mm.day⁻¹) and acceleration periods. Acceleration amplitudes are higher in the upper part than in the basal one. For example, Cappa et al. (2004) measured velocity values of 44.3 mm.day⁻¹ in the upper part versus 14,9 mm.day⁻¹ in the basal part of the landslide during the 99/11/25 event. For a more complete description the reader is referred to the papers by Guglielmi et al. (1998, 2000, 2005) and Cappa et al. (2004).

2.3 Characterisation and quantification of weathering across the landslide boundary

2.3.1 Geophysical and mechanical methods

The eastern flank of the slope displays the entire evolution from weathered (nearest to the landslide) to unweathered gneiss (sites EVR (Electric Valley Rabuons) in Figure 83). In order to try to quantify this evolution, we carried out different approaches using a range of geophysical surveys and mechanical (triaxial) tests.

Geophysical methods used in this study were electric and seismic imagery. They were used in order to evaluate and quantify the apparent values of electrical resistivity and P-wave velocity associated with the quality of the rock and to differentiate the weathered rock from the unweathered rock by mechanical characteristics.

The electrical approach was carried out using an electrical quadrupole (4 electrodes) using the Wenner array with the Syscal instrument from IRIS Instruments. Once all the electrodes were aligned and spaced 0.5 m or 1 m, measurements were carried out, each one giving a value of apparent resistivity at a geographical point of reference. The quadrupole is moved along the profile to obtain apparent resistivity values at different locations.

To quantify the variation of P-wave velocities, a seismic tool (McSeis-3, Iris Instruments) was used, suitable for the small outcrop scale survey. The seismic source employed was a hammer. First arrival times were determined for each site where resistivity measurements were carried out. An apparent P-wave velocity value of the direct wave has been deduced from each measurement.

We carried out for all sites a mechanical characterisation tested by a geophysical survey. The mechanical parameters usually used in rock mechanics are not applicable here because of the breakdown of the material due to mass movement. We decided to study the gneissic material by a triaxial test approach, and the samples taken at outcrops were mainly composed of granular elements. The elements sampled in the gravitational faults are supporting the maximum shearing stress in the field. They are mainly composed granular gneissic material. Consolidated Drained (CD) tests have been performed to simulate the stress paths followed by granular material elements in the studied areas of the slope, from the weathered zone to the unweathered zones and that under drained conditions. The study was carried out to investigate the shear strength characteristics of material associated to the quantification of the weathered evolution with the production of fines and granular elements. These tests were performed using a Wykeham Farrance triaxial press of 50 kN with 3 500 kPa cells. For each sample we realised about 4 tests at 100kPa, 200 kPa, 300 kPa and 400 kPa, for a 25% maximum deformation and for 3mm/mn velocity. The mechanical parameters calculated here are the effective internal friction angle (Φ' in degree) and the effective cohesion (C' , in kPa).

These parameters are classically used in the equation of the Mohr-Coulomb failure criterion:

$$\tau_{\max} = C' + \sigma_N \cdot \tan \phi'$$

where τ_{\max} is the maximum shearing stress and σ_N the normal stress (Costet and Sanglerat, 1981). Rewritten using the applied stress (σ_V and σ_H) to the specimen during the triaxial shear test, it becomes:

$$\frac{\sigma_V - \sigma_H}{2} = \left(\frac{\sigma_V + \sigma_H}{2} + \frac{C'}{\tan \phi'} \right) \cdot \sin \phi'$$

The failure of the specimen occurs at (σ_V, σ_H) values determined in the laboratory; parameters C' and ϕ' can be calculated by simple mathematical expressions.

2.4 Results and interpretations

The mechanical results are shown in Table 9 for four sites (EVR2, EVR4, EVR6, EVR8). We observe a decreasing effective cohesion from the unweathered area (effective cohesion of 36 kPa, site EVR2) to the weathered area (effective cohesion of 2 kPa, site EVR8) whereas in the same time the value of the internal angle of friction (ϕ') increases from 24.7° up to 28.4°, which confirms the great variability of the mechanical behaviour.

Sample location	EVR8	EVR6	EVR4	EVR2
E	74 ± 7 MPa	49 ± 5 MPa	52 ± 5 MPa	43 ± 4 MPa
c'	2 ± 2 KPa	11 ± 2 KPa	26 ± 3 KPa	36 ± 3 KPa
ϕ'	28.4 °± 1.2	29.3 °± 1.2	25.7 °± 1.2	24.7 °± 1.3

Table 9: Physical and mechanical parameters determined from La Clapière material by triaxial tests. The sample locations are indicated in Figure 83. Em : Mean Young Modulus, c' : Internal effective cohesion, ϕ' : Internal angle friction.

The physical significance of this evolution of the internal angle of friction is difficult to explain at present. However, Lebourg et al (2004) studied the mechanical behaviour of the moraines from Aspe valley (Atlantic Pyrenees) and made similar findings by establishing relations between the effective internal angle of friction, the elongation factor and the roughness factor. The similarity between our results and theirs implies that the more we approach the weathered area of La Clapière landslide, the more the elongation of the grains becomes important. From a geological point of view, it is well known that hydrolysis of gneiss, which is mainly made up of quartz (tectosilicate) and mica (phyllosilicate), leads progressively to the destruction of mica. This alteration forms clays drained by infiltrating water. This drainage can lead to an increase of the percentage of quartz in the rock matrix and consequently an increase of the elongation factor. Given that the effective internal angle of friction is related to the elongation factor (Lebourg et al., 2004), our results are in agreement with the fact that the increase of effective internal angle is correlated with the increase of the weathering which is generally characterized by low electrical resistivity and P-wave velocity.

Measurements of electrical resistivity and velocity of the direct waves were carried out on various zones of the slip and more precisely from the limit of the landslide to the unweathered zone (Figure 83). The knowledge of resistivity values corresponding to different degrees of weathering is very important for the study of resistivity tomography on the landslide, and the interpretation of resistivity contrasts. Figure 85 shows the variation of the apparent resistivity and the velocity of the direct wave according to the sites of study. These sites, regularly spaced (about 100 m), extend from the unweathered zone (Rabuons gully, Site EVR1, Figure 83) to the weathered zone (site EVR8 is on the slip). The change from unweathered zone to weathered zone is clearly observed between sites EVR3 and EVR4. We can observe a very good correlation of the two signals with the unweathered or weathered character of the rock. From these measurements, we can infer that the unweathered rock has a value of apparent

resistivity of about 5 000-6 000 Ohm.m and a propagation velocity of about 2 000m/s, whereas the weathered rock has values of apparent resistivity decreasing to 1 500-2 500 Ohm.m and its propagation velocity to 600 m/s. These results are in agreement with mechanical data given in Table 9, which show that the more we approach the weathering area the more effective cohesion decreases and effective internal friction angle increases.

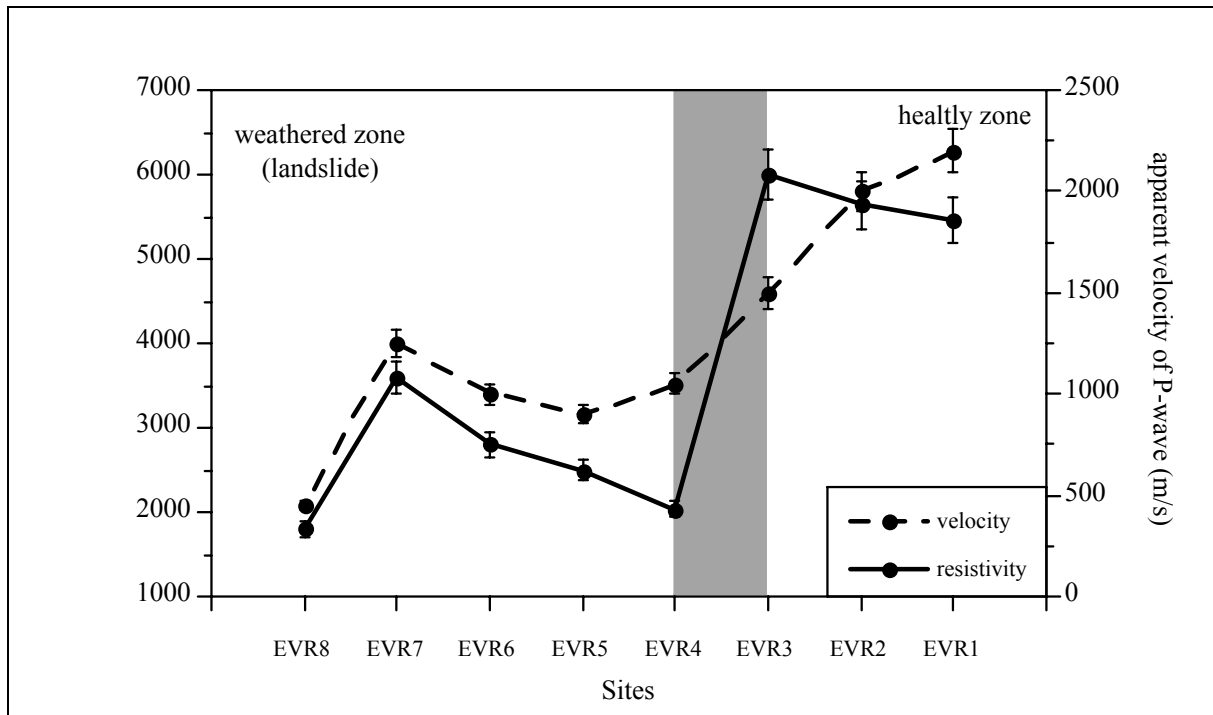


Figure 85: Evolution of the electrical resistivity and the propagation velocity from the weathered zone of the landslide to the non weathered zone. The grey band corresponds to the limit between weathered and unweathered zone.

Thus it seems possible, for the La Clapière landslide, to distinguish from resistivity values a weathered material from an unweathered material, with a critical value of resistivity around $2\,000 \pm 500$ Ohm.m. This weathering results from chemical weathering and/or mechanical weathering. Yet the relative proportion of these two mechanisms and the possibility to associate this weathering signal with electrical signal remain uncertain because the electrical response of a weathered formation is a function of many parameters such as the porosity, amount of fracturing, water content and degree of saturation. However, if we consider only the chemical weathering (hydrolysis of the silicate) and micromechanical weathering, an increased content of clay and corresponding decrease of the permeability should cause a decrease in the resistivity. This is in fact what we observe using the subsurface imaging techniques discussed earlier in this section. We can also consider only the mechanical weathering from an increase in the volume of the voids created by the breakdown of the rock generated during gravity-related deformation which should cause an increase in the measured resistivity. The main problem is to quantify the relative contributions of these two weathering processes. In this study, the decreasing of the resistivity seems mainly to be associated to the production of clay minerals versus the breakdown of the gneiss. Moreover, it is important to consider that the La Clapière site is a petrologically homogeneous zone. Thus, a very strong decreasing of resistivity in this zone could be also associated to the presence of water. The question of from which value of resistivity can the presence of water in the rock be implied is addressed in the following section.

2.4.1 Electrical resistivity tomography on the top of the La Clapière landslide

2.4.1.1 Electrical and tomography methods

The results of the previous study showed us a reduction in the resistivity when we pass from the unweathered zone to the weathered zone. The electric method using the panel resistivity method makes it possible to carry out a 2D tomography.

To obtain an image of the sub-surface it is necessary to carry out various measurements over a short period of time. This approach was undertaken with a multielectrode 2D device, using 48 electrodes separated by 10m. We systematically used a pole-pole and dipole-dipole array, with measurement frequency of 4 Hz, for about 800 to 1 100 measurements for each profile (n°1 et n°2, see Figure 83). The 2D resistivity data were recorded using the Syscal R1 Plus imaging system (IRIS Instrument). The data are classically presented in the form of pseudo-sections (Edwards, 1977), which give an approximate picture of the subsurface resistivity. The data, once recorded, are transferred to and processed on a computer. Inversion of the data is required to obtain a vertical true resistivity section through the underlying structure (Loke and Barker, 1996; Bear, 1996). The field data depicted as contoured pseudoresistivity sections were inverted with the RES_{2D}INV software written by Loke (1997). Furthermore, the constraints provided by the topographic variations have been introduced into the inversion processing. To reduce the error on the resistivity interpretation, we systematically correlated each electrode to geological field observations. The interpretation of the resistivity cross section must be improved by a high resolution geological and structural study. This last aspect reduces the error of the interpretation.

Two profiles, separated by a distance of approximately 30 meters, were obtained on the lower zone of the unstable and higher part of the landslide (Figure 83). The profiles n°1 and n°2 were obtained in December 2003 and July 2004 respectively.

2.4.1.2 Geophysical results and interpretation

2.4.1.2.1 Profile n°1 – dipole-dipole.

This survey carried out in the higher part of the landslide made it possible to obtain information on the variations of resistivity to a depth of 50 m (Figure 86). It was obtained during the winter of 2003. The interpretation identified three distinct geological objects:

Two zones of a few meters thickness characterised by very low resistivities (200-300 Ohm.m) and located below the horizontal points 240 m and 275 m (Figure 86a). These two zones are interpreted as zones of drainage. The presence of faults acting as drainage is in agreement with recent hydrogeologic work (Guglielmi and *al.*, 2002, Cappa et al., 2004) which has shown the relation between a perched aquifer, between elevation 1 600 and 1 800 m, and the deeper water table between 1 100 and 1 200 m (Cappa et al., 2004). Moreover, this interpretation is supported by the presence of springs which are located at the horizontal point 240 m and 20 m downslope of the electrode lines (see part 2, springs 1 and 2). Such results suggest the presence of a complex water channelisation within this part of the slope (Figure 86b).

A very conductive zone located between the points 40 m and 200 m, of bowl-shaped form and maximum thickness of 30/40 m. This zone is characterised by electrical resistivities ranging from 100 to 300 Ohm.m which can be interpreted according to the field information as the slipping surface of the summit landslide (Figure 86a, 86b).

After referring to the preliminary results (in 1.4), we can identify zones within the landslide where the gneisses are more or less weathered. For the weathered gneiss, the resistivity is around 1 000 to 2 000 Ohm.m, and for the unweathered gneiss, about 4 000/5 000 Ohm.m. It is quite obvious that this deterioration is in relation to the mass movement and to the occurrence of fractures in the gneiss rock mass. Thus, one observes within the slipped masses the zones known to be weathered (or decompressed) and the zones still relatively unweathered.

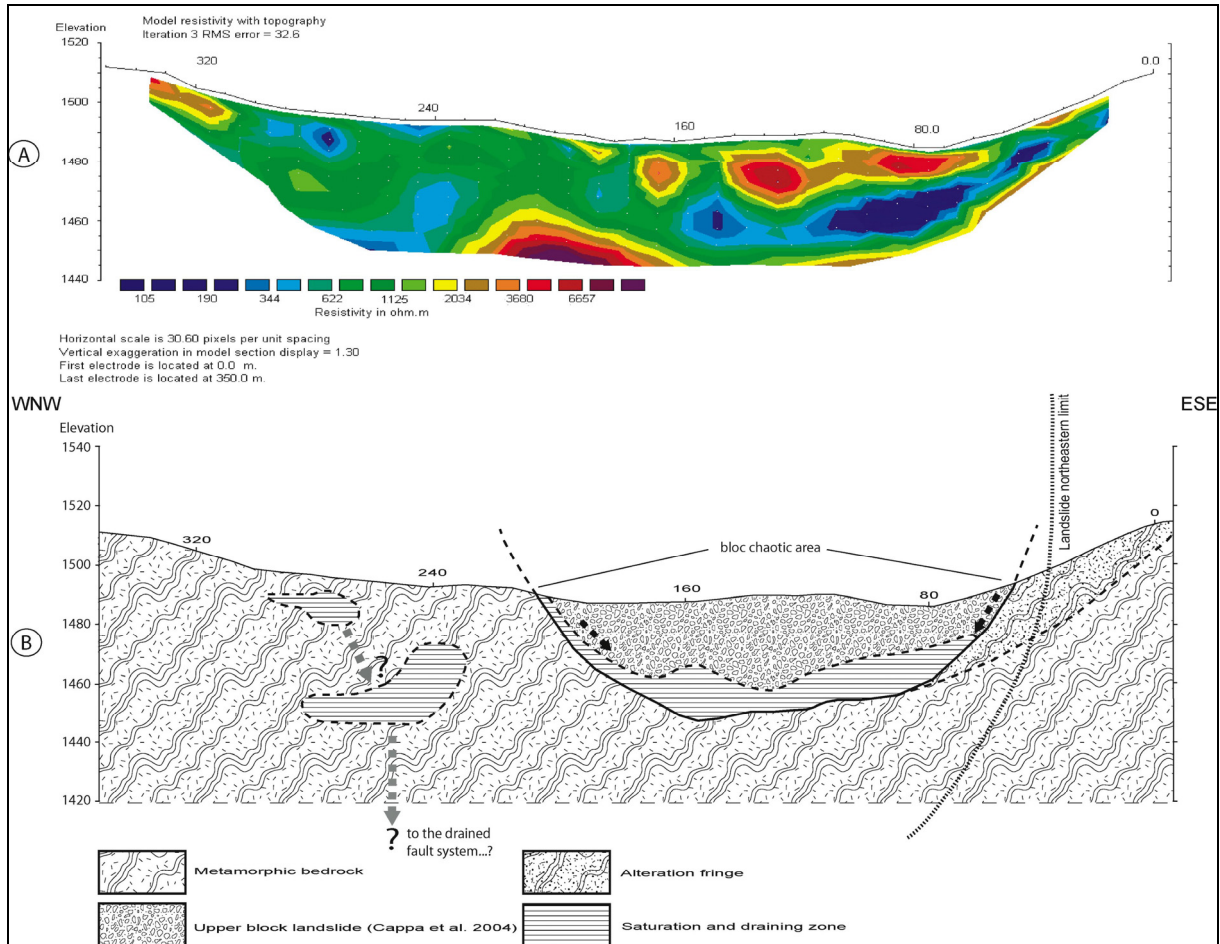


Figure 86: a) Electrical resistivity tomography obtained by the dipole-dipole survey on the NE landslide (profile n°1). Very conductive zones are observed and can be interpreted as zone of drainage. We observe a good correlation between these zones and the presence in surface of two springs noted 1 and 2 in the text (see part 1.2). b) Interpretation and localisation of the weathered zones of this profile. Hachured zones which correspond to very conductive zones observed in a) could be considered as saturated zone and associated with slipping surface of the summit landslide.

2.4.1.2.2 Profile n°2 – dipole-dipole.

This profile was obtained during July 2004, approximately 30 meters above the profile n°1 which was obtained in the winter of 2003. The resulting tomographic image is presented in Figure 87a. It is comparable with the tomography obtained along the profile n°1, but it presents differences owing to the fact that the profile was obtained during the summer and thus in a dry period. Thus, we observe a very large resistivity variability from 150 Ohm.m to

8 000 Ohm.m with a vertical distribution in two zones. The first one, between 0 and about 20-30 m depth shows resistivity values generally lower than 1 000 Ohm.m. The second, deeper, zone is characterised by very high resistivities ($> 7\,000$ Ohm.m). This strong contrast could correspond to the boundary between weathered and unweathered gneiss and can be interpreted as the slipping surface of the summit landslide (Figure 87b). This boundary is associated with the very low electrical resistivities observed in Figure 86a obtained along the profile n°1.

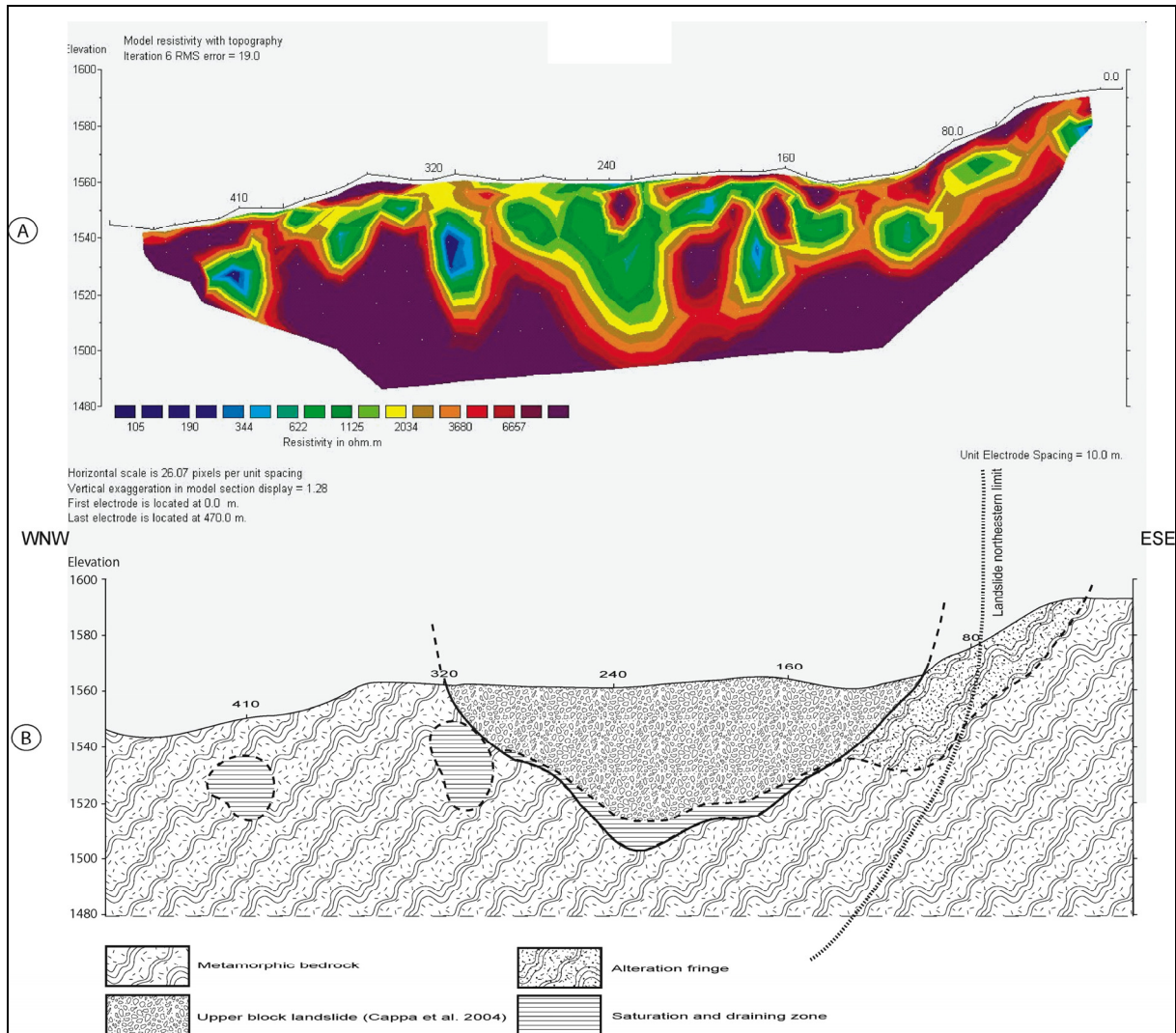


Figure 87: a) Electrical resistivity tomography obtained along a profile n°2 by the dipole-dipole survey. This profile has been obtained in July 2004, 30 meters above the profile n°1 (Figure 86). The image is comparable with the tomography obtained along the profile n°1. b) Hydrogeological interpretation and localisation of the weathered zones of this profile.

2.4.1.2.3 Profile n°2 – pole-pole.

This survey gives information on the variations of resistivity to a depth of 170m (Figure 88). We observe a very large resistivity variability from 100 Ohm.m to 7 800 Ohm.m. with a vertical distribution in three zones. The first one, between 0 and 20-30 m corresponds to the unstable part characterised previously with the dipole-dipole surveys. The second one is about 90 m thick and characterised by high resistivities ($\geq 5\,000$ Ohm.m). This layer probably corresponds to the principal structure of the La Clapière landslide. Below this layer we found very low resistivities (≤ 150 Ohm.m) which may be associated with the presence of saturated material and may relate to the perched aquifer suggested by Guglielmi et al. (2002).

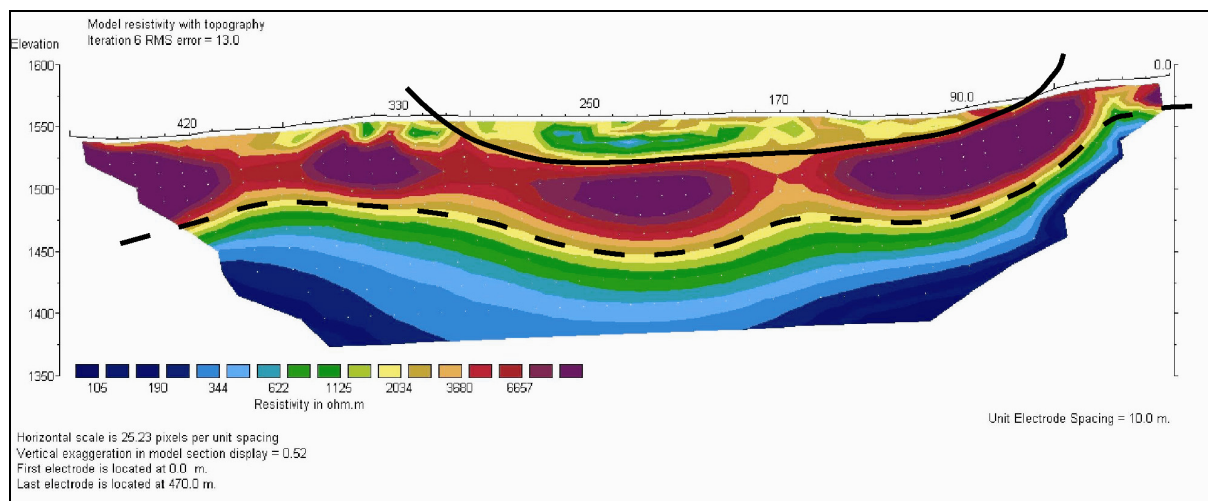


Figure 88: Electrical resistivity tomography obtained along profile n°2 by the pole-pole survey. This image shows three electrical structures : (1) the unstable part between 0 and 20-30 m of depth characterised in Figure 86, (2) a layer of about 90 m thick which could corresponds to the principal structure of La Clapière and (3) a perched aquifer as suggested by Guglielmi et al. (2002) and Cappa et al. (2004).

2.4.2 Concluding remarks

For the first time, a geophysical study has been carried out at the summit of the La Clapière landslide. It illustrates clearly that electrical resistivity tomography is very helpful in studying landslides because it not only gives a resistivity value which depends upon the physical and hydrological parameters of the materials, but it also provides information upon specific geoelectrical heterogeneity of the investigated zone and, thus, upon its lithological variations. At the first site (on the East flank of the slope), the geophysical data (resistivity and velocity of the P-wave) allowed a characterisation of the quality of the rock and to distinguish between weathered and unweathered materials. A weathered material is characterized by a true resistivity value lower than $2\,000 \pm 500$ Ohm.m and/or P-wave velocity lower than 2 000 m/s. This characterisation was then used to interpret 2D images obtained by the electrical resistivity tomography technique. These images have shown that the superficial part of the slope is likely to be strongly fractured over a thickness ranging from a few meters to thirty meters. They showed also the importance of the weathering and the complexity of groundwater movement within the slope. Indeed, the very low resistivities of the materials ($< 300 \pm 100$ Ohm.m) compared to those from weathered rock ($2\,000 \pm 500$ Ohm.m) can be interpreted as a saturated layer. Thus, the origin of the instability of the upper part of the La Clapière landslide may be associated with groundwater circulation. The maximum depth of the slipping surface at the landslide can also be derived from the electrical tomography profiles and was found to be around 30 m.

Moreover, we have for the first time investigated the vertical structure of the La Clapière landslide at depth. From the pole-pole survey, we detected a very strong decreasing of the resistivity to a depth of approximately 90 m. The material below this limit is characterized by very low resistivity of about 100 Ohm.m which suggests the presence of a perched aquifer. This boundary could be associated to the main shear surface of the La Clapière landslide for this altitude. This information is very important because this saturated material could be responsible for the destabilization of the massif. It is clear that 3D surveying with multi-electrode arrays would be a useful addition to this study in order to obtain a complete spatial structure. In the future these data will be used for a stability assessment of the area.

3 Electrical imaging of the sliding geometry and fluids associated to a large rockslide

Th. Lebourg, H. Jomard, Y. Guglielmi and E. Tric

Article soumis en Septembre 2006 dans Journal of Applied Geophysics

Abstract:

Large rock slide geometry recognition is a fundamental stage for the understanding of mechanisms leading to wide destabilisations. This paper deals with the applicability of Electrical Resistivity Tomography (ERT) in such heterogeneous morphologies.

One of the most studied and instrumented deep rockslide in Europe: the la Clapière Landslide is taken as example. An accurate geological and geomorphologic study was realized taking into account 25 years of observations and monitoring.

A correlation is done with 3 ERT profiles performed within the landslide. Very good correlations were obtained for the determination of sub-horizontal structures which confirmed the localisation of the sliding surface that reach a maximum 80-90m depth. Comparisons with back-calculated resistivity models also allowed determining the presence of vertical structures controlling both the water repartition and slope destabilisation.

It gives the use of ERT an efficient tool for large scale landslide imaging, such as deep seated rockslides.

Key-words: Deep seated landslide, rockslide, gravitational fault, electrical tomography, geoelectrical models, sliding surface.

3.1 Introduction

The electrical resistivity of rocks and soils is a very sensitive parameter which depends on the structural, petrographic and hydrological characteristics. The spatial variation of these properties makes resistivity measurements suitable for mapping the subsurface. Thus, Electrical Resistivity Tomography (ERT) has received increasing attention in recent years, in particular for landslide characterisation (Benderitter and Schott, 1999; Godio and Bottino, 2001; Lebourg et al., 2005; Jomard et al., 2006a, Godio et al, 2006,...).

The main advantage of the electrical prospecting is the possibility to measure the soil response along continuous (or pseudo-continuous) profil or Electrical Resistivity Tomography (ERT) at the soil surface. 2D and 3D imagery of the structures can be obtained with lithologic and/or hydrologic characteristics (Godio and Bottino, 2001 ; Suzuki and Higashi, 2001 ; Kruschwitz and Yaramanci, 2004 ; Lebourg et al., 2005 ; Godio et al, 2006). However, ERT needs validation points and/or supporting information from several complementary approaches (hydrogeology, tectonics...) or indirect methods (seismic reflection and refraction, gravity). This comparison between direct and indirect approaches must lead to the calibration of the geophysical imaging which is necessary for the understanding of the geological signatures, hydrogeological signatures. Some recent studies have shown that the resistivity method can reveal very important details of the weathered zone, hydrological system and geological structures of the studied area (Robain et al., 1996 ; Ritz et al., 1999 ; Jongmans et al., 2000 ; Sumanovac and Weisser, 2001 ; Lebourg et al., 2001 ; Godio and Bottino, 2001 ; Perrone et al., 2004 ; Lebourg et al., 2005 ; Rey et al., 2006 ; Sumanovac, 2006 ; Jomard et al., 2006a, 2006b). But this method has been rarely used on deep seated landslides because of logistical difficulties with using resistivity equipment in steep and unstable slopes.

This article aims make the synthesis of all electrical geophysics survey which were carried out on one of the major landslide in the Alps, the La Clapière landslide. This landslide of almost 60 Millions of m³ was the subject of many studies and never the sliding surface was identified with precision. The reasons of this ignorance are mainly due to the problems of access (for drillings) and to the chaotic aspect of the gneissic slope. This article makes it possible to give a progress report on the electrical tomography survey, and also to approach the problems involved in the integration of tomography inversion processes with the geologic complexity of the studied slope. We were mainly interested with the characterisation of the landslide geometry, and more precisely the sliding surface recognition and the way of water supplies in such unstable slopes (drains, fractures).

3.2 Bibliographic review on methods for sliding surfaces characterisation and internal deformation of large rock slides

Any investigation of gravitational slope deformation should include a study of the geometry of the landslide and the structure of both the landslide and parent rock (Ferrucci et al. 2000). Three type of dataset were defined by McCann and Forster (1990) for landslide geotechnical characterisation:

- the 3 dimensional geometry, particularly that of the sliding surfaces,
- the slope hydrogeology, mainly water inputs and its pore pressure distribution within the sliding mass,
- The detection and characterisation of sliding movements.

Most studies on landslides combine various direct and indirect methods to assess such spatial and temporal parameters (Bogoslovsky and Ogilvy, 1976; Caris and Van Asch, 1991; Mauritsch et al, 2000; Ferrucci et al, 2000; Maquaire et al, 2001; Agnesi et al, 2004; Bichler et al. 2004; Lebourg et al. 2005).

The employed methods, direct or indirect, are prone to operational requirements and limitations according to the studied slope conditions. Then, it is necessary to distinguish the most common applicable methods for the recognition of the sliding surface in two cases: from shallow and large landslides to large rock slopes landslides.

Direct recognition of the sliding surface is mainly obtained by boreholes. They are commonly used in the case of shallow and large landslides (Hutchinson, 1983 ; Ayalew et al., 2005) and seldom used for large rock slopes landslides recognition (Forlati et al., 2001) because the high costs and the difficult configuration of the unstable slopes mainly linked to high internal deformation of the landslide body make very difficult exploring slip surfaces with boreholes.

The indirect recognition of landslide geometry is mainly obtained by the use of geophysical methods. Most of them are classically applied in the case of shallow and large landslides regarding to the slope configuration: seismic refraction (Caris and Van Asch, 1991 ; Mauritsch et al, 2000), seismic reflection (Bruno and Marillier, 2000), self potential (Bogoslovsky and Ogilvy, 1976 ; Bruno et al., 1998), electromagnetic imaging (Caris and Van Asch, 1991 ; Mauritsch et al, 2000 ; Godio and Bottino, 2001 ; Bichler et al., 2004) and geoelectrical imaging (Bogoslovsky and Ogilvy, 1976 ; Caris and Van Asch, 1991 ; Israil et al., 2003 ; Lebourg et al. 2005). Even if such methods are well calibrated on shallow landslides, only seismic reflection was successfully used in the case of large rock slopes landslides recognition (Ferrucci et al., 2000). A different indirect way to assess the slipping surface geometry was also introduced by Casson et al., 2005, by the use of remote sensing analyses.

According to Hack (2000), none of the geophysical methods is better than another method. The success with which method is applied fully depends on the site circumstances and on the subsurface material properties. It is however significant to supplement that the choice of the method can only be done according to the required structures: drainage zones, sliding surface, tectonic framework, stratigraphic sequence...

The necessary investigation depth for the slipping surface recognition of a large rockslide must lie between 50 and 200 m. This considerably constrains the employable geophysical methods. In fact, only the use of seismic reflection or electrical tomography is currently possible.

Seismic reflection is currently the only geophysical method employed in detection of slipping surfaces on large rock slopes landslides that give good results (Ferrucci et al., 2000; Brückl

2001). Investigations depths for this type of movements are indeed too significant for the use of the seismic refraction (Mauritsch et al., 2000). Moreover, this method becomes very difficult if the boundaries are irregular and if there are lateral heterogeneities with an increasing number of layers (Hack, 2000).

The installation of seismic lines is relatively easy on large movements because the lengths of investigation are adaptable (up to 1,3 km on Köffels landslide (Brückl, 2000)) and the method can be applied in the case of non plane topographies.

The main disadvantage for the realization of such profiles is the necessary use of explosives as source. Required quantities are not negligible (100 g to 1 kg by shooting) because of the strong attenuation in destructured materials and the important signal-to-noise ratio (Ferrucci et al., 2000).

Data processing is possible by the use of the increasing computers power (Bruno et al, 1998). In spite of the good speed velocity contrast existing between weathered and unweathered materials, several problems arise because of the landslide structure for signal processing. The heterogeneity and the destructure of the slipped mass involve:

- A strong signal dispersion and thus difficulties for modelling the seismic ray circulation near the subsurface,
- A significant increase in the noise and thus in the signal-to-noise ratio,
- Difficulties in the determination of a suitable speed model.

Some of those problems can be resolved by data-processing, but determining shearing zones and subsurface heterogeneities is not currently possible.

Results obtained by seismic reflection are however significant for several cases:

- To reach depths of investigation higher than 400 m (Ferruci et al., 2000),
- To characterize the tectonic structure of a slope (Ferruci and al, 2000),
- To reach the mechanical properties of crossed materials (Brückl and Parotidis, 2001),
- To locate a regular sliding surface (Brückl, 2000).

Geo-electrical or resistivity measurements have been done for a long time in slope stability (Bogoslovsky and Ogilvy, 1976 ; Caris and Van Asch, 1991). The restriction was that the interpretation of the measurements was mathematically highly complicated and that only standard situation could be solved by the use of standard graphs (Hack, 2000). Resistivity measurements are based on the difference in resistivity between subsurface materials. Measuring equipments consists of two injection electrodes, two receiving electrodes, an electric source and an acquisition device.

The electrical resistivity tomography is a widely applied method to obtain 2D or 3D high-resolution images of the ground resistivity variations (Griffiths and Barker, 1993, Lebourg and Frappa, 2001). Since a few years, the applications of the method concerned mainly shallow subsurface exploration (0 to 100m depth):

- For hydraulic analyses (McGrath et al., 2002 ; Garambois et al., 2002),
- For the analysis of geological and tectonical structures (Gourry et al., 2003 ; Caputo et al., 2003),
- For the analysis of gravitational movements (Lapenna et al., 2003 ; Bichler et al., 2004 ; Lebourg et al., 2005).

This method proves to be very efficient to detect the interstitial water in the ground. A very large part of resistivity surveys is governed by the water content in the sub-surface materials (Hack, 2000). Indeed, although we can theoretically allocate intrinsic resistivities for each studied formation, those can be completely changed by water saturation. Then, questions linked to hydrological and/or geological structures must have been clearly defined and studied before any interpretation.

Informatics and equipment improvements led to new methodologies as two and three dimensional resistivity tomography (Griffiths and Turnbull, 1985; Loke and Barker, 1996).

These new methods, based on the same principles, however make re-appear the inherent principal problem with the geophysics prospecting: the data inversion. The existence of powerful commercial software does not remove difficulty to control the quality of the results. So it is necessary to be careful on the results and also to carry out in situ accurate calibrations, but also to validate geoelectrical models.

Deepest investigations were successfully carried out very recently to explore other geological structures (Stortz and al., 2000; Colella et al., 2004) highlighting discontinuities, faults, drainage channel systems, and structural features. Results made it possible to consider the application of this method to large rock slopes landslides that present many advantages on unstable slopes:

- The material compactness in comparison with that of seismic reflection that makes it relatively easy to set on a chaotic landslide surface,
- The topography integration in the inversion models
- The localisation of water saturated zones and /or the water drainage within the landslide mass (Lebourg et al., 2005 ; Jomard et al., 2006a) .

3.3 Geological and geomorphological analysis of la clapiere landslide

3.3.1 Previous studies of the rock slide

The La Clapière landslide (Figure 89) is located on the left bank of the NW–SE oriented Tinée valley, near the Saint-Etienne-de-Tinée village (Southern Alps, France, Figure 89). It is bordered to its north-western side by the Tenibres River and to its south-eastern side by the Rabuons River (Figure 89), flowing from lakes situated at 2 500 m elevations and flowing into the Tinée River. The three valleys define a N010°E trending prismatic geometry that allows a tri-dimensionnal view of the unstable area. The Tinée valley elevation is 1 100 m and the two tributaries create a 300 m high notch of the slope. The prism culminates at elevation 2 200 m. Elevations of surrounding crests and peaks reach 3 000 m. The base of the La Clapière landslide is located at the Tinée valley elevation and is 1km wide (Figure 89). The landslide currently overlaps the Quaternary alluvial deposits of the Tinée river. The top of the landslide is a 120 m high scarp that extends over a width of 800 m at elevation 1 600 m.

One of the first studies of the la Clapière landslide was carried out by Folacci in 1987.

He interprets the current landslide as a movement included in a greater deformation zone linked to gravitational toppling of the variscan gneisses foliation of the slope. He determines the shear surface as a circular failure affecting a column of rock 150 m thick.

Julian and Anthony (1996) describes such mechanism that seems to be common in the whole of the Tinée valley and whose origin would be, in agreement with Follacci (1988), that a neotectonic compression has affected alignments of valley slopes and crests by inducing stress at the base of the hillslopes; such stress propagating upwards inducing sliding movement as the Clapiere landslide. He however does not give geometrical constraints on the slip surface except the assumption of a circular shear surface finishing in foot of slope.

Assumptions advanced until that time give a report on the importance of the deglaciation in the initiation of a gravitational toppling which would be one of the origin of the La Clapiere landslide. Gunzberger and Laumonier (2002) showed that the origin of the foliation toppling is not gravitational and that the landslide slip is not aligned on the axis of this deformation. This assumption is supported by numerical modelling (Merrien-Soukatchoff et al, 2001)

showing that gravity and thus the postglacial effect cannot be at the origin of such a significant toppling.

Cappa et al. (2004) and Guglielmi et al. (2005) described this landslide as an encased slide in a fossil movement of much more significant width and characterized by a trenches and fractures network. The slip surface is included in a deteriorated bedrock zone characterized by a thickness ranging between 50 and 200 m (based on cross section geometry). The surface is complex and structurally guided. Moreover, generated numerical models assigned columns of rocks of 150 to 200m thickness.

Finally, the only representation of the slipping surface of the La Clapière landslide was done by Casson et al. (2005) from an indirect use of remote sensing and surface deformations analysis (stereophotogrammetric couples). Observations and modelisations are characteristic of a non uniform rotational behaviour of the landslide along an irregular curved slip surface located at a hundred meters of depth. However, these data result from the use of strong assumptions like a low internal deformation of the landslide body and give only a two-dimensional sight (transverse section) of the slipping surface.

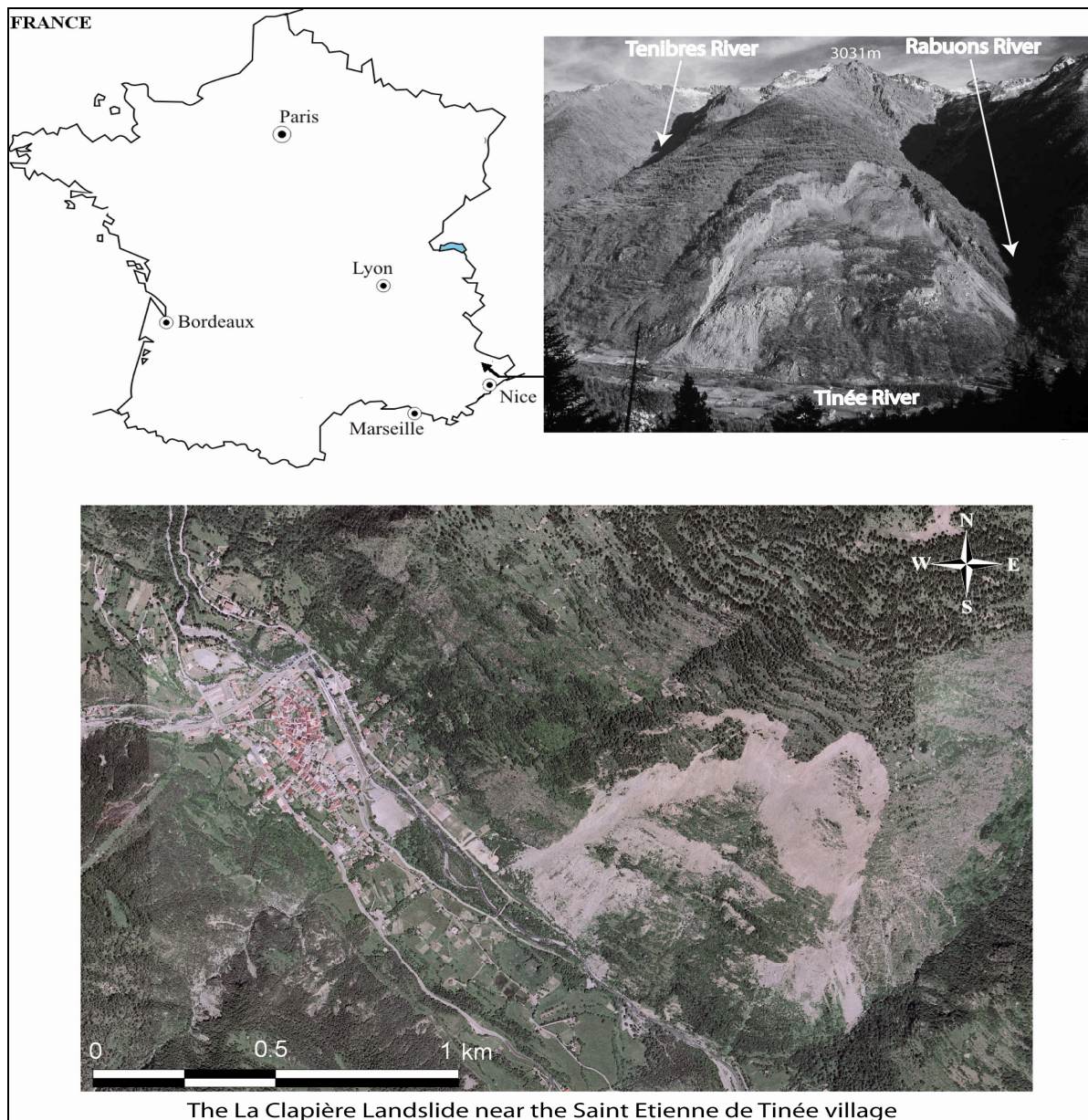


Figure 89: Localisation of the La Clapière Landslide. Photo and airphoto of the studied zone in 1999

3.3.2 Geostructural context

The La Clapiere unstable slope is located at the northwestern edge of the Argentera-Mercantour External Crystalline Massif. This basement unit consists of metamorphic rocks having recorded a polyphased tectonic and metamorphic evolution during the Variscan and Alpine orogeneses (Faure-Muret, 1947; Bogdanoff and Ploquin, 1980). The slope is composed of two-mica gneisses characterized by alternating or anastomosing thin micaceous layers, quartz-feldspar layers. A meta-granodioritic layer is exposed half-way between the bottom and the top of the landslide.

The metamorphic foliation in the La Clapière zone appears undulated and microfolded. The regional metamorphic foliation in the western part of the Argentera-Mercantour strikes N130°E and dips 60° or steeper towards the NE. Close to the land surface, the foliation is horizontal or dips gently (less than 20°) either to the NE or to the SW (Fabbri and Cappa, 2001; Gunzburger and Laumonier, 2002). In the upper part of the La Clapière slope, this toppled zone displays a N140 axial plane roughly striking to the SW. Scarps, trenches and other sagging morphological structures were observed within this uncompressed zone where metamorphic rocks are weathered on a thickness ranging from 50 to 200 m between elevations 1 300 and 2 200 m. A lower Triassic to Upper cretaceous sedimentary unit is identified (Faure Muret, 1947 ; Malaroda, 1970) in the right bank of the valley and recovered by the Tinée alluviums. Triassic sedimentary layer containing Gypsum are identified under the La Clapiere slope basement. This layer is suggested by an Alpine tight overturned syncline with an inner core of gypsum and dolomitic breccia (cargneules) enclosed by sandstone layers in the left side of the Rabuons River (Faure-Muret, 1947; Ivaldi et al., 1991) and by the water enrichment in SO_4^{2-} of springs draining the landslide base (Guglielmi et al., 2000). Those sediments are trapped under the gneissic basement according to the Cascaï overthrusting fault (Figure 90 and 91).

The fracturation pattern of the la Clapiere slope is complex. It results from a polyphased tectonic history from Variscan to Alpine orogeny (Corsini et al, 2004). Compressive features are represented by the Cascaï thrust that has a N130 orientation and dips to the NE (Figure 90 and Figure 91). Extensive features are represented with 2 main directions (Figures 90 and 91):

- A N110-140° family dipping 60° to the southwest. Faults have a 150m average spacing that is characteristic of the overall massif. This faults set clearly characterise the main landslide scarps (Figure 90 and 91) including the landslide head (120 m high) and the lower head dividing the landslide into a higher and a lower part,
- A N010-030° family dipping 70° to 80° to the SE and the NW. Two of them contain a thick filling of tectonic breccia (Figure 91). The north-eastern and the south-western side of the landslide are bounded by a N010 major fault (Figure 90 and Figure 91).

3.3.3 Geomorphological analyses performed to calibrate geophysical data

An accurate field work was performed to characterize the links between this tectonic pattern and the internal gravitational deformation of the sliding zone. As shown by Guglielmi et al, (2005), the current La Clapiere landslide is only one more reactivation of larger and older slope movements corresponding to a large scale toppling. It means that the slope already had gravitational features before the historical failure. The current landslide starts in the 1950's with an increasing speed up to 6m/yr in 1987. All morphological features mapped are then a combination of pre-existing discontinuities and gravitational features induced by the sliding movement.

The landslide can be divided in 4 distinct parts (Figure 90)

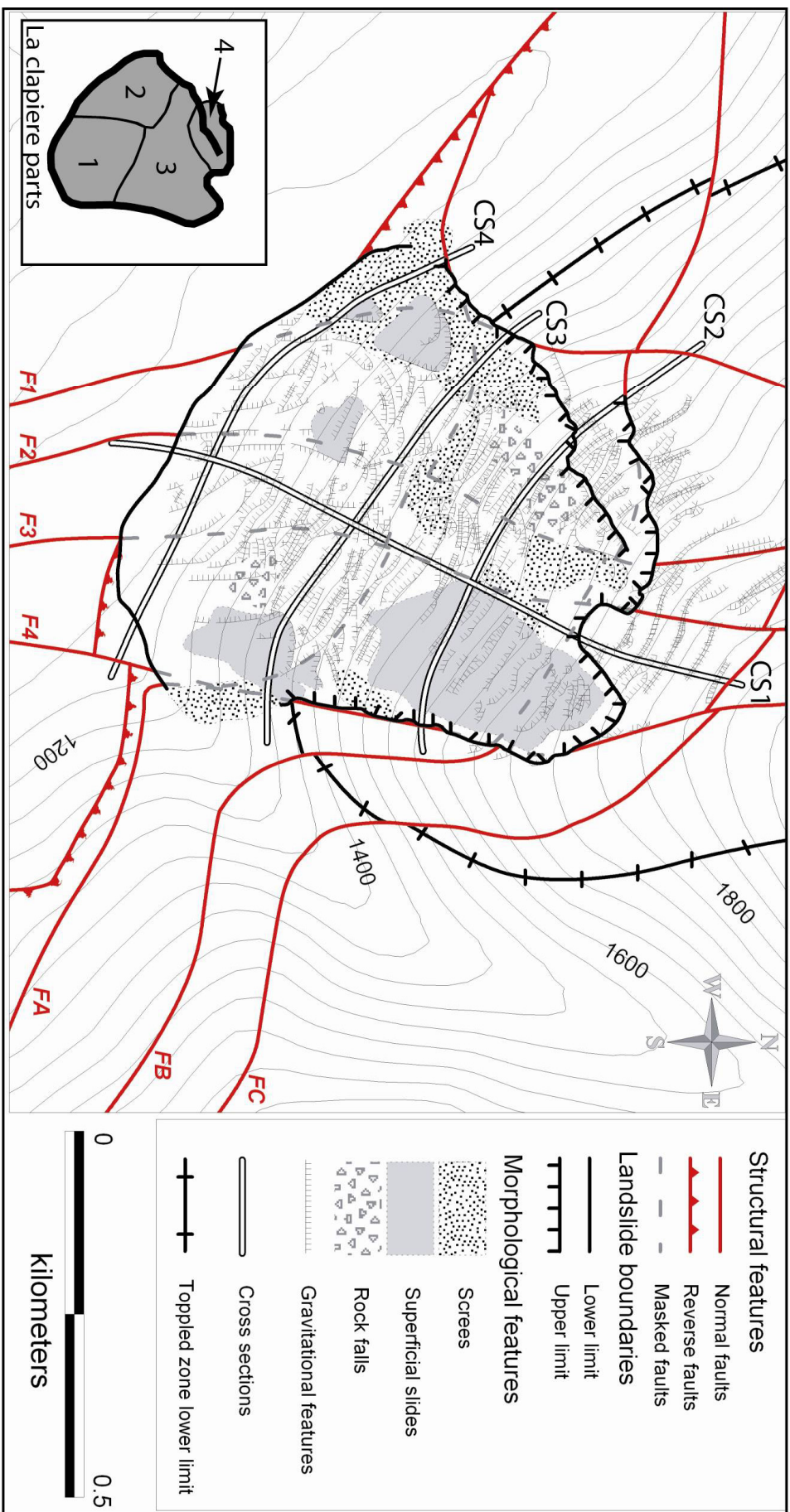


Figure 90: Morphotectonic map of the La Clapière Landslide. Major superficial structures are structurally dividing the landslide in 4 principal parts. The accurate mapping allowed the reconstruction of gravitational failure mechanisms. The 3 electrical profiles (ERT1-3) were respectively acquired on cross sections 2, 3 and 4.

The 1st part was the first area showing signs of destabilisation in the 1950's. First failure evidences have recorded a N175 motion that is structurally guided by the geometrical relations between the F2-3-4 and FA faults and the lower boundary of the toppled zone (Figure 90). The failure propagation showed an upward progression close to the FA fault that corresponds to the first sliding unit. The failure surface is about 100m deep, which seems to be the deepest part of the overall landslide. The movement is a combination of complex overlapping failures guided by Faults 2-3-4 that are described by morphological features orientations. Current movements are influenced by the overall mass, sliding direction is then reoriented to a N220 motion characterized by scarps having a N120 orientation and the development of superficial movements as rock falls near blocky areas and retrogressive superficial landslides corresponding to screes reactivation and circular failures near the slope foot.

The 2nd part structure was first induced by movements linked to the F2 orientation (Figure 90 and Figure 91). However, most directions in this part highlight a N220 motion and the development of superficial block collapse as screes and superficial slides. The movement does not reach the toppled zone as it doesn't mobilise pre-existing trenches. The sliding surface in this zone remains very superficial and seems to have appeared more recently as a consequence of the movement of the remaining of the slope.

The 3rd part shows also the combination of two movement directions (Figure 90). The first one is mostly located between faults F2-3 and is linked to the movement of part 1. Second major orientation has a N120 direction due to a downward N220 motion. This downward movement is characterized by scarps in the lower part due to readjustments after destabilisation respectively of parts 1 and 2. Deformation mainly consists on traction opening of trenches with a high deformation rate in the south-eastern part. Failure propagation at the base of those trenches followed a N40 direction up to FB fault that bound today's unstable zone.

The 4th part is a relatively stable area (Figure 90). Pre-existing trenches show small deformations compared to the overall sliding zone. Movements are bounded to a N220 motion with a deformation by toppling leading to rock falls. It could mean that the failure surface has not yet completely propagate under this zone.

Deformation and the increasing number of trenches above and in the western boundaries of the sliding zone are significant and would probably induce a future extension of the landslide westward and up to the FC fault as a next step.

Although only aerial views are available to confirm the described movements from the 1950's to the end of the 1970's, displacement measurements and accurate photogrammetric views of the landslide made by the French Ministry of Equipment services are available since the beginning of the 1980's (Follacci et al., 1987). Mean displacement of the landslide between 1982 and 1986 were 13.3 m. The acceleration peak reach 80 mm/day during 3 months in summer 1987. Comparison between 1983 and 1999 photogrammetric views (Casson et al., 2003) allowed authors to determine the total displacement of several landmarks: a downward progression of 115 m of the landslide front; a 100 m displacement in part 1; 160 m in part 2; 120 m in part 3 and a retreat of the north-eastern headscarp of about 260 m showing that the rupture primarily occurred on the FB fault. Those movements have a quite homogeneous N220 direction (Casson et al., 2005) showing deformation of the overall mass. But, differences in the deformation ranges are representative signs of the described compartments and their geomorphological representation.

From the hydrogeological point of view, many studies were conducted (Compagnon et al., 1997, Guglielmi et al., 2000, Cappa et al., 2004) giving details to understand and represent water on cross sections (Figure 91). The landslide can be decomposed in a higher part with unsaturated water circulation on the slipping surface and a saturated lower part. This difference may have been an overlaying factor for the destabilisation of the landslide base. Deep water tables are also represented corresponding to the foot of the toppled zone in the higher slope part and to the basal aquifer (Cappa et al., 2004).

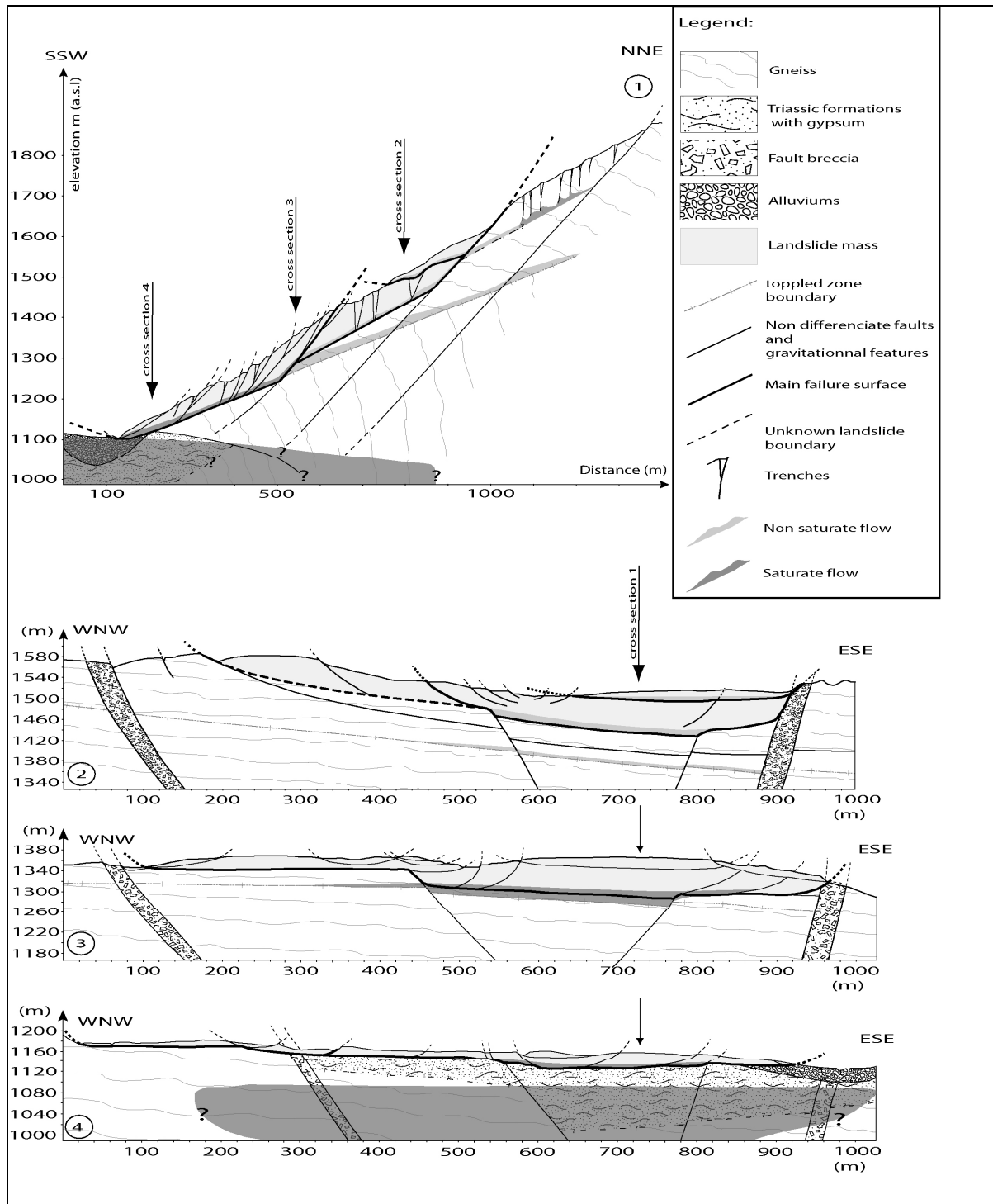


Figure 91: Geological cross section of the La Clapière slope (see figure 90). Both landslide morphology and water repartition are complex with a predominant structural control. An upward extension of the landslide will develop according to a retrogressive failure mechanism.

3.4 Electrical tomography

3.4.1 Protocol and calibration tests for Electrical Resistivity Tomography (ERT)

Measurements were undertaken with a multielectrode 2D device, using 48 electrodes separated by 10 m with an overlapping of 50% for ERT exceeding 500 m long. We used a pole-pole and dipole-dipole array, with measurement frequency of 4Hz and about 1 000 measurements for each ERT. 2D resistivity data were recorded using the Syscal R1 Plus imaging system (IRIS Instrument). The data are presented in the form of pseudo-sections (Edwards, 1977), which give a picture of the subsurface resistivity. Inversion of the data is required to obtain a vertical true resistivity section through the underlying structure (Loke and Barker, 1996). The field data depicted as contoured pseudoresistivity sections were inverted with software RES_{2D}INV written by Loke (1997). Furthermore, the constraints provided by the topographic variations have been incorporated in the inversion processing.

The protocol was as follows:

- Realisation of ERT crossing the slip while passing on the side limit of the slip and measuring as well outside and inside the slip. We tried to respect this principle, but the access to the slip and the slope field conditions enabled us to satisfy this condition only for the ERT of the landslide foot (ERT n°3) and the ERT top (ERT n°1) and this only for the ESE part,
- Calibrations of the ERT on a well know cross section of the slope. The interpretation of ERT in terms of existence or not of water table, faults, weathered rocks, ... requires an evaluation and calibration of resistivity values directly on rock samples and if possible in the vicinity of a borehole (effect of depth in resistivity variations).

During previous studies (Lebourg et al., 2005, Jomard et al., 2006b) measurements were performed on the field directly on the rock outcrops with simple quadripôles.

We carried out another calibration on the field. This calibration allowed us to associate a given lithology to a range of resistivity:

- For the gneissic formation (unweathered), resistivities range from lower than 50 $\Omega.m$ when saturation is reach and increase up to 5 000 $\Omega.m$ with water content decrease.
- For the triassic quartzite (with pyrite) formation, resistivities are lower than 500 $\Omega.m$,

Note that gneiss and quartzite can present equivalent resistivity values depending on the saturation degree. This observation demonstrates the importance of the ERT validation by an important geological calibration, but also the problem of the non-unicity of the inversed geophysical models.

3.4.1.1 Factor influencing resistivity variations in a rock slope

Resistivity variation can be explained by:

- The water content. In the same geological formation resistivity variation is a function of the ratio saturation/porosity of the rock,
- The rock weathering. It can be considered by two ways: chemical weathering and mechanical weathering. Chemical (hydrolysis) weathering induces an increase content of clay and the decreasing of the permeability. Mechanical weathering followed by gravitational movements induces a porosity increasing in a destructured medium. Both weathering types are characterized by a resistivity increase.

3.4.1.2 Effect of the topographic variation

In order to quantify the effect of topography on estimation of the resistivity contrast localisation, we realised experiences on sand/concrete analogue models, where the angle of

the slope were varied from 0° to 30°. The tests were carried out for ERT with pole-pole assembly in the two directions, perpendicular and parallel to the slope:

- ERT carried out perpendicularly to the slope direction using the same inversion protocol gives an error in the estimation depth of the resistivity contrast from 8% for a slope of 10° to 13% for a slope of 28°,
- ERT carried out parallel to the slope direction using the same inversion protocol gives an error of 5% maximum in the depth estimation of the resistivity contrast.

3.4.2 Analyses and discussion of field measurements

All figures presented in this paragraph are resistivity models resulting from a series of analysis and inversion with RES2Dinv software (Loke, 1997).

The three ERT realised on the landslide were carried out according to the pole-pole device. This device allowed to probe down to a 300 m calculated depth which is consistent with the assumed position of the failure surface. According to the relative basement homogeneity for ERT1 and 2, we will be able to associate resistivity contrasts not to the lithological variations, but to the coupling between rocks mechanical weathering, saturation and fracturing although ERT 3 will also present lithologic variations in depth (Figure 91).

3.4.2.1 ERT Descriptions

ERT n°1 (Figure 92) present very large resistivities variability from 50 $\Omega\cdot\text{m}$ to 7 000 $\Omega\cdot\text{m}$. It highlights a vertical distribution in three main zones: two conducting zone located at depth and near the surface separated by a more resistant one. The lower zone ($<500 \Omega\cdot\text{m}$) and the resistant one (2 000 to 7 000 $\Omega\cdot\text{m}$) are separated by a boundary of clear resistivity contrast located at 120-150m depth. The resistant body is characterized by heterogeneous resistivities with an undulated representation in the shape of bulbs with a resistant core. The transition between these resistive cores corresponds to linear resistivity reductions from $> 7 000 \Omega\cdot\text{m}$ to 2 800 $\Omega\cdot\text{m}$. The more superficial third zone presents an other resistivity decrease to a mean value of 1 500 $\Omega\cdot\text{m}$ with a clear contrast at 30 m depth

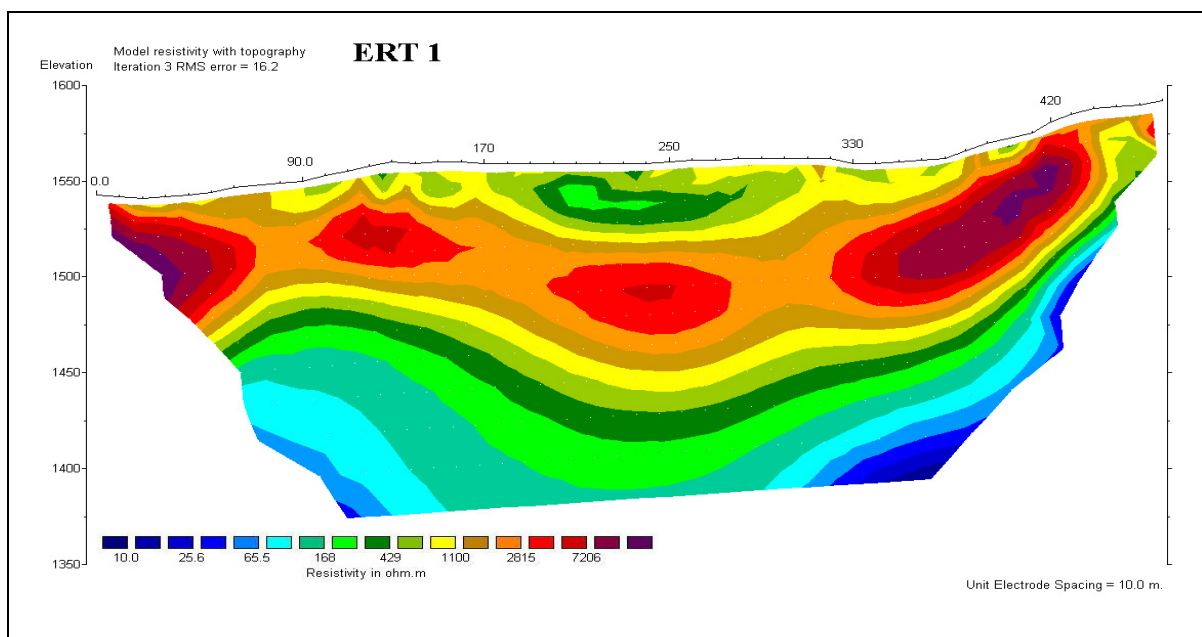


Figure 92: ERTn°1

ERT n°2 (Figure 93) highlight shapes and ranges of resistivity comparable to ERT n°1, excepting the superficial resistivity decrease. Both resistivity bodies are more homogeneous compared to ERT n°1. The more resistant one still present an undulated shape with resistant cores and the lower one is characterized by a mean lower resistivity value (50 Ω .m). Moreover, the resistivity contrast between them is more important and corresponds to a mean 100 m depth.

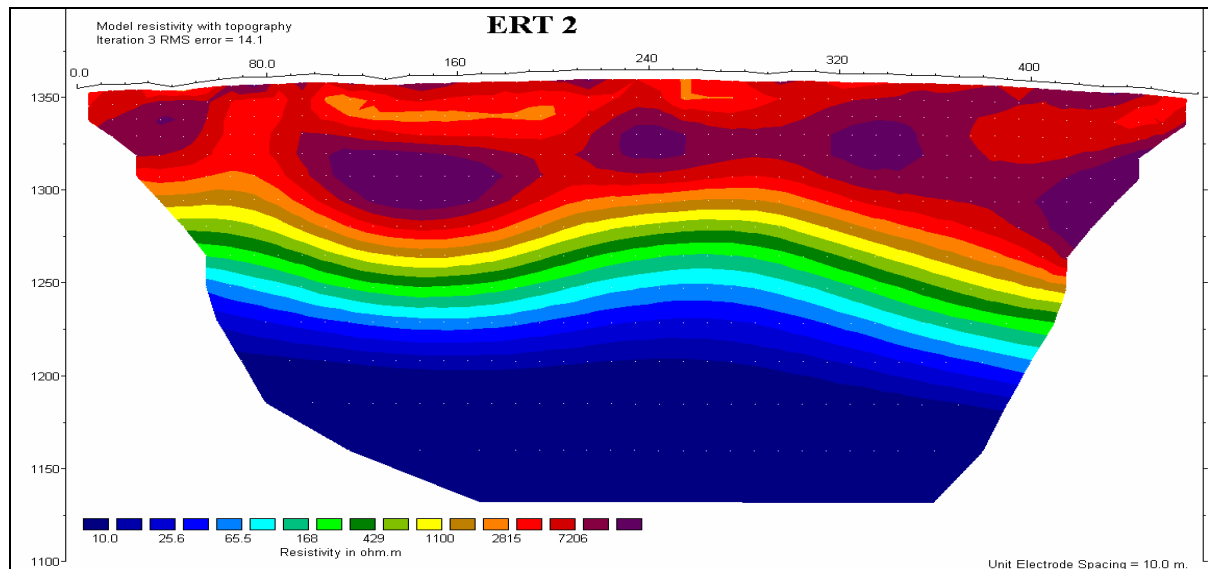


Figure 93: ERT n°2

ERT3 (Figure 94) present a different shape compared to ERT1 and 2 below 150 m depth. Indeed, a second resistant body can be distinguished under the conducting mass. However, the transition between conductive and resistant zones is characterized by high resistivity contrasts (as observed on ERT2) and located respectively at 30m and 100-150 m depth

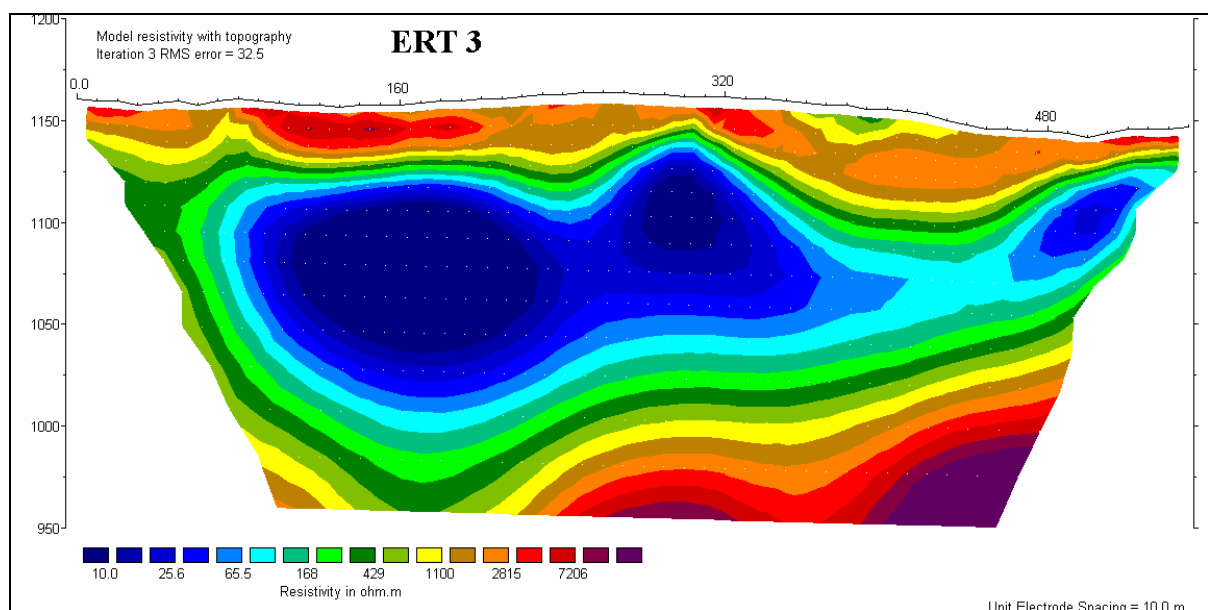


Figure 94: ERT n°3

3.4.3 Comparison with geologic profiles (Figure 95)

The three acquired profiles (ERT1-2-3) are compared with the geological interpretation of the landslide previously drawn on the same transects (Figure 95).

For ERT1, a globally high correlation between the subsurface gravitational structure and electrical information is observed. From the surface to the depth, the conducting superficial body well correspond to the superficial secondary landslide as shown and discussed by Jomard et al. (2006a). The main landslide body is characterized by the resistive part which is associated with a highly deformed and destructured unsaturated mass. The depth of the interpreted sliding surface is well represented at about 80/90 m depth. At this altitude, the sliding surface is considered to be characterized by an unsaturated flow which can explain the drop of resistivity with a lower contrast compared to ERT2. The extreme lower zone corresponds to the toppled limit depth represented by a saturate flow zone that explains the continuous resistivity decrease down to values of 10 Ω .m.

ERT2 can be interpreted in an equivalent way. The difference in the transition gradient between the two resistivity bodies for ERT1 and 2 can be explained by the influence of water content. Indeed, the sliding zone is characterized in this landslide part by a saturate water flow that should induce a high electric contrast.

ERT3 were made on a much more heterogeneous geological structure. However, the landslide limits are still well represented. The coupling between Triassic deposits and the presence of a deep water table induce should induce the strong drop of resistivity. Moreover, the deep resistivity increase could be associated with the unsaturated metamorphic basement under the Cascaï overthrusting fault (Figure 90 and 91).

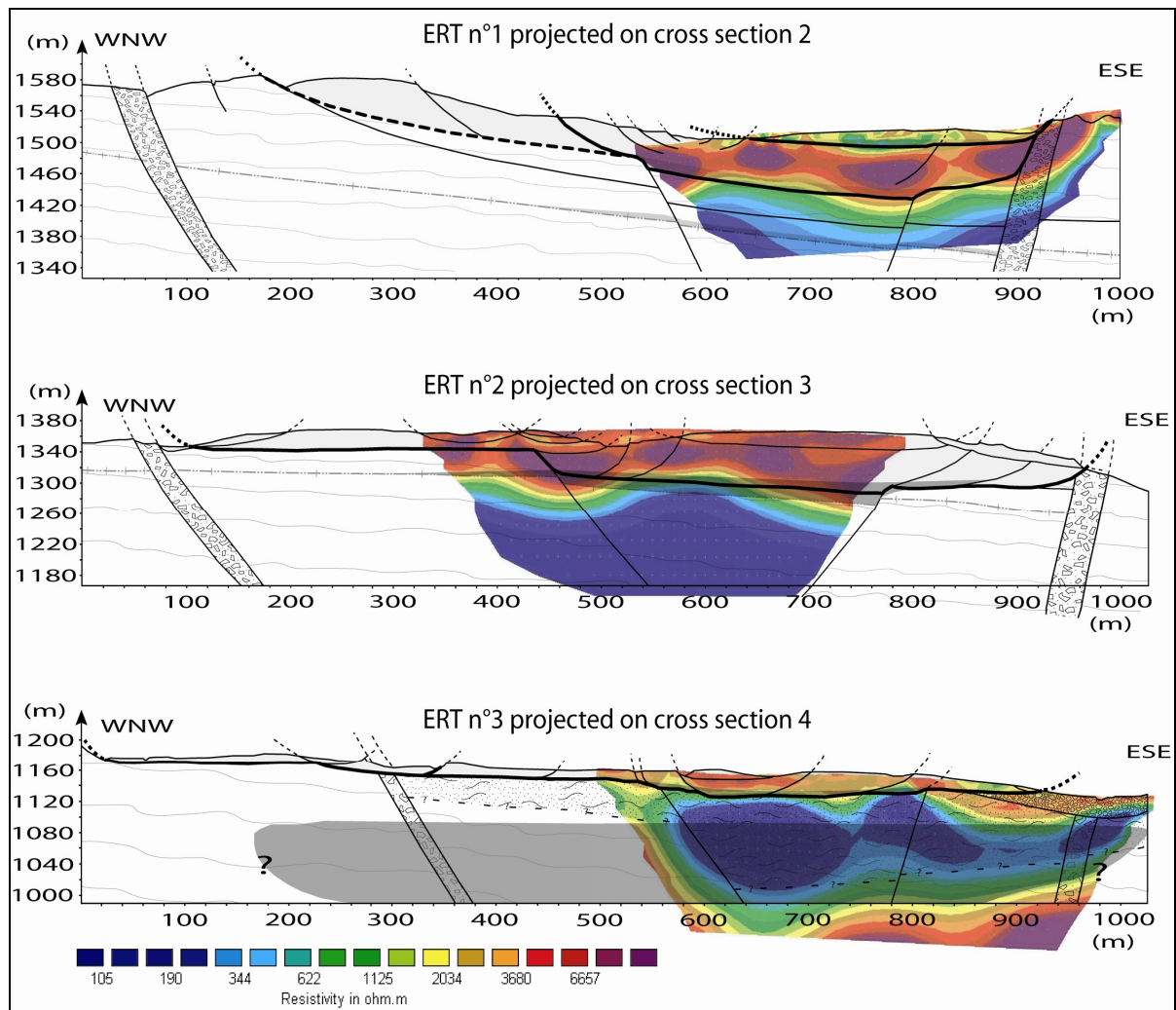


Figure 95: ERT projections on geological cross sections. It highlights a good correlation with sub-horizontal structures although vertical features are not well explicated.

Horizontal geological structures are well correlated and reproduced by electrical tomography. The depth precision is also accurate at this survey scale as expected with analogue models. On the contrary, the representation of vertical structures such as faults is not primarily observable with those pole-pole geophysical surveys. The undulated interface and the bulb and core heterogeneity are not explained with geological observations and then could be associated with vertical heterogeneities. Simplistic models were made to estimate the signal of vertical structures in the acquired profiles inversion.

3.4.4 Resistivity modelling (Figure 96)

The Res2Dmod software (Loke, 2002) was used for resistivity modelling. Models are computed by the integration of two-dimensional geometries divided in resistivity bodies and back-calculation which depends on the determined geometrical survey (pole-pole in this case). According to resistivities calibration on outcropping rocks and the results obtained on ERT2 profile. A range of three resistivities were used for modelling:

- a conducting basal layer (50 $\Omega.m$), which represent the saturated bedrock,
- a resistant upper layer (5 000 $\Omega.m$), which represent the landslide body with weathered and destructured gneisses. A mean 80 m thickness is attributed,
- An intermediate 250 $\Omega.m$. value for the representation of faults which has been obtained by Lebourg *et al.* (2005).

The validity of the tested values and geometries could certainly be discussed. However, this study only aims to analyse the influence of the integration of vertical discontinuities.

3.4.4.1 Two parallel layer model (Figure 96a)

The back-calculated resistivity model (Figure 96a) well reproduces the imposed geometry. The strong gradient is comparable to ERT2, the interface is not undulated and the two bodies are quite homogeneous. Error on the interface depth localisation is negligible. Furthermore the calculated RMS (4.8%) is very low comparatively to the field profiles.

3.4.4.2 Two parallel layer model with vertical faults (Figure 96b)

Back-calculation with faults introduces strong heterogeneities but the vertical signature of faults is not reproduced. In detail, the interface depth is still well reproduced but appears undulated and the resistivity contrast between the two principal bodies is enhanced. In addition, the two bodies present strong lateral resistivity variations separating high resistivity cores attributed to fault localisation. The calculated RMS increase to 16.6% with the integration of faults.

3.4.4.3 Two parallel layer model with dipping faults (Figure 96c)

The introduction of dipping faults with a dip of 70° (Figure 96c) does not fundamentally modify the precedent obtained results. It can however be notice: (i) the interface undulation is reduced with increasing faults dips, (ii) lateral heterogeneities are enhanced, (iii) the RMS increases to 40.0%

3.4.5 Model comparison with ERT 2 profile (Figure 96d)

The introduction of vertical heterogeneities in calculated models should be an explanation for the undulated interface and the heterogeneity observed in the upper body. Furthermore, the increasing RMS is clearly a sign of structure complexity. The calculated lower body doesn't fit to the one obtained in ERT2. It could be explained by the saturation that must homogenise the basement and faults resistivities, especially because faults are often recognize as drains for the water alimentation (Cappa et al., 2004; Guglielmi et al., 2005; Lebourg et al, 2005 ; Jomard et al., 2006 a,b). Vertical heterogeneities doesn't seem to strongly influence the horizontal interface localisation in the case of strong contrasts as observed in the la Clapière slope.

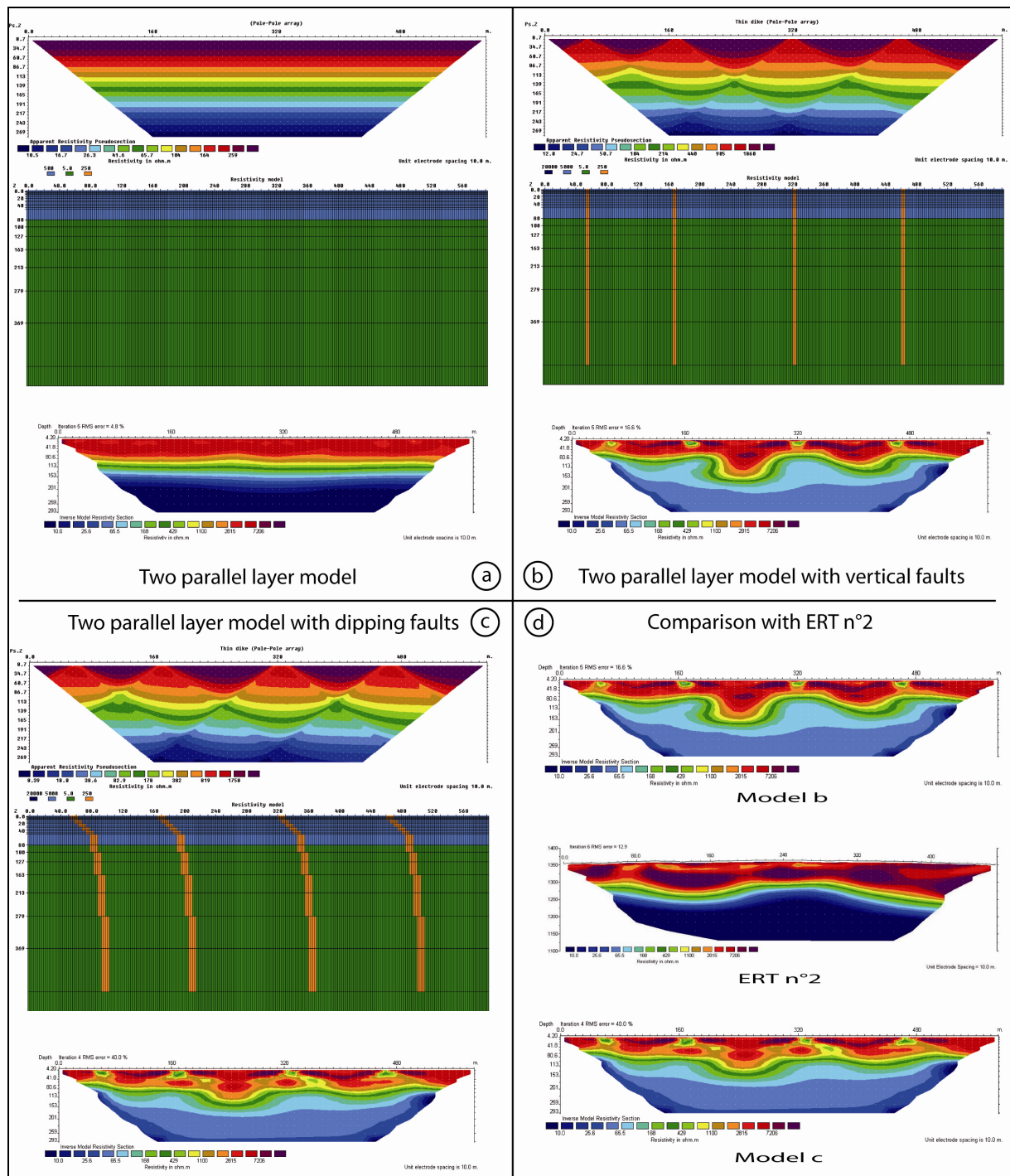


Figure 96: a) Geoelectrical model GM1 (with the calculated apparent resistivity model, the resistivity model, and the inverse resistivity model section calculated) ; b) Geoelectrical model (GM2) with two layers and four vertical faults ; c) Geoelectrical model (GM3) with two layers and four dipping faults ; d) Comparison between the GM2 (b), the GM3 (c) and the field ERT2

3.5 Conclusion

The synthesis of 25 years observations and analysis on the La Clapière landslide coupled with a new accurate morphological and geological mapping allowed proposing a more recent structural map and geological cross sections including hydrological water flow paths in and around the landslide. The final landslide body structure results from a complex inherited slope structure which plays as a strong guide for deformation localisation and evolution. It results a complex morphology of the sliding surface which should be later integrated for numerical and physical modelling.

Electrical tomography was, for the first time, successfully conducted to detect deep structures on such deep seated landslide (rockslide). Correlations with field analyses confirm the localisation of the reconstructed slip zone at expected depths (down to an 80-90m depth). It also confirm hydrological models previously drawn by Cappa et al., 2004; Gugliemi et al, 2005. Furthermore, comparisons of simplistic models with the acquired profiles partly reveal and confirm the existence of the geologically mapped sub-vertical faults.

Further studies using much longer and precise devices coupled with the development of more powerful and adaptative modelling tools are next steps in order to develop the use of geoelectrical tomography on steep and irregular destabilised rock slopes.

4 Perspectives

Aujourd'hui, le glissement de la Clapière semble bien contraint tant du point de vue de la structure que de son évolution. Il constitue dès lors un excellent laboratoire d'essai et de calibration de méthodes d'auscultation.

La méthode de prospection électrique que nous avons utilisée se révèle particulièrement bien adaptée pour de telles configurations de pente et de profondeur d'investigation. Néanmoins, nous avons vu que la détermination des structures verticales dans le cas d'un matériel globalement homogène pose problème dans le cas des sondages de type pôle-pôle destinés à atteindre des profondeurs supérieures à 200 m.

Nous avons donc procédé à toute une série de profils tomographiques (Figure 97) au pied du glissement de la Clapière, marqués par la transition socle-couverture. Ces profils ont au départ plusieurs objectifs :

- La détermination de l'épaisseur et de la géométrie du remplissage alluvionnaire à cet endroit de la Tinée,
- De préciser la structure géologique masquée en surface expliquant la présence de Trias en base du glissement,
- D'étudier la prolongation des structures actives sur le versant de la Clapière de part et d'autre de la Vallée.

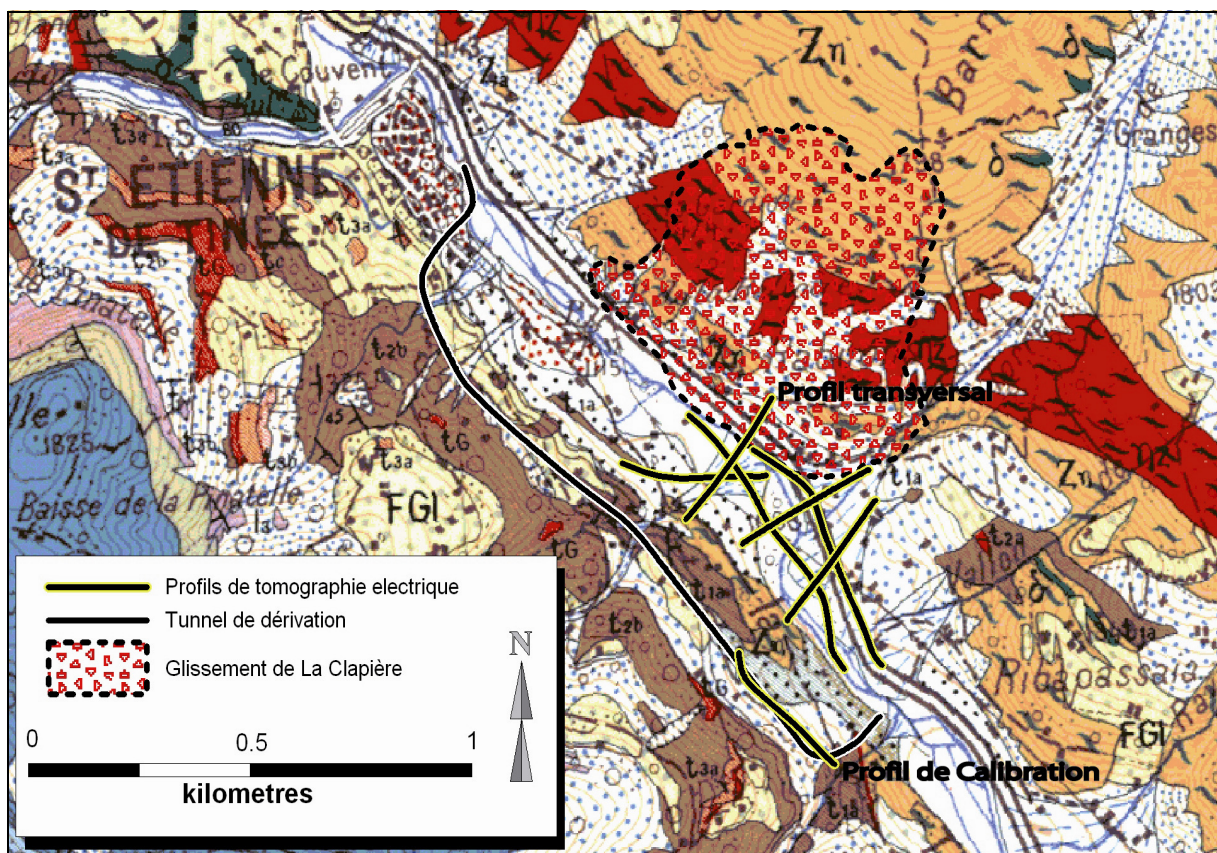


Figure 97: Localisation sur la carte géologique au 1/50000^{ème} de Saint Etienne de Tinée des profils effectués au pied du glissement de la Clapière et du tracé projeté en surface du tunnel de dérivation de la Tinée. Les deux profils présentés sont celui de calibration à l'aplomb du tunnel et un profil perpendiculaire à la Tinée passant par la base du glissement.

Si ce travail n'est encore qu'une étude très préliminaire, il intervient dans un milieu caractérisé par de fortes variations latérales et horizontales, que ce soit en terme de saturation des milieux ou en terme de lithologie/fracturation.

Nous présentons donc ici deux profils (les autres sont reportés en annexes) illustrant les possibilités d'utilisation de la méthode dans le cadre de la détermination des structures géologiques.

Le premier profil (Figure 98) a été acquis au droit de la galerie de dérivation de la Tinée. Il présente l'intérêt de pouvoir corrélérer et donc de pouvoir calibrer la section de résistivités avec les levés géologiques du creusement du tunnel effectués par le CETE Méditerranée à une profondeur de 80m.

La partie gauche du profil présente des variations latérales de résistivité que l'on peut corrélérer, en l'absence de forte saturation, avec la lithologie et la fracturation.

La partie droite permet d'illustrer qu'une zone de faille peut être reconnue par le drainage qu'elle occasionne.

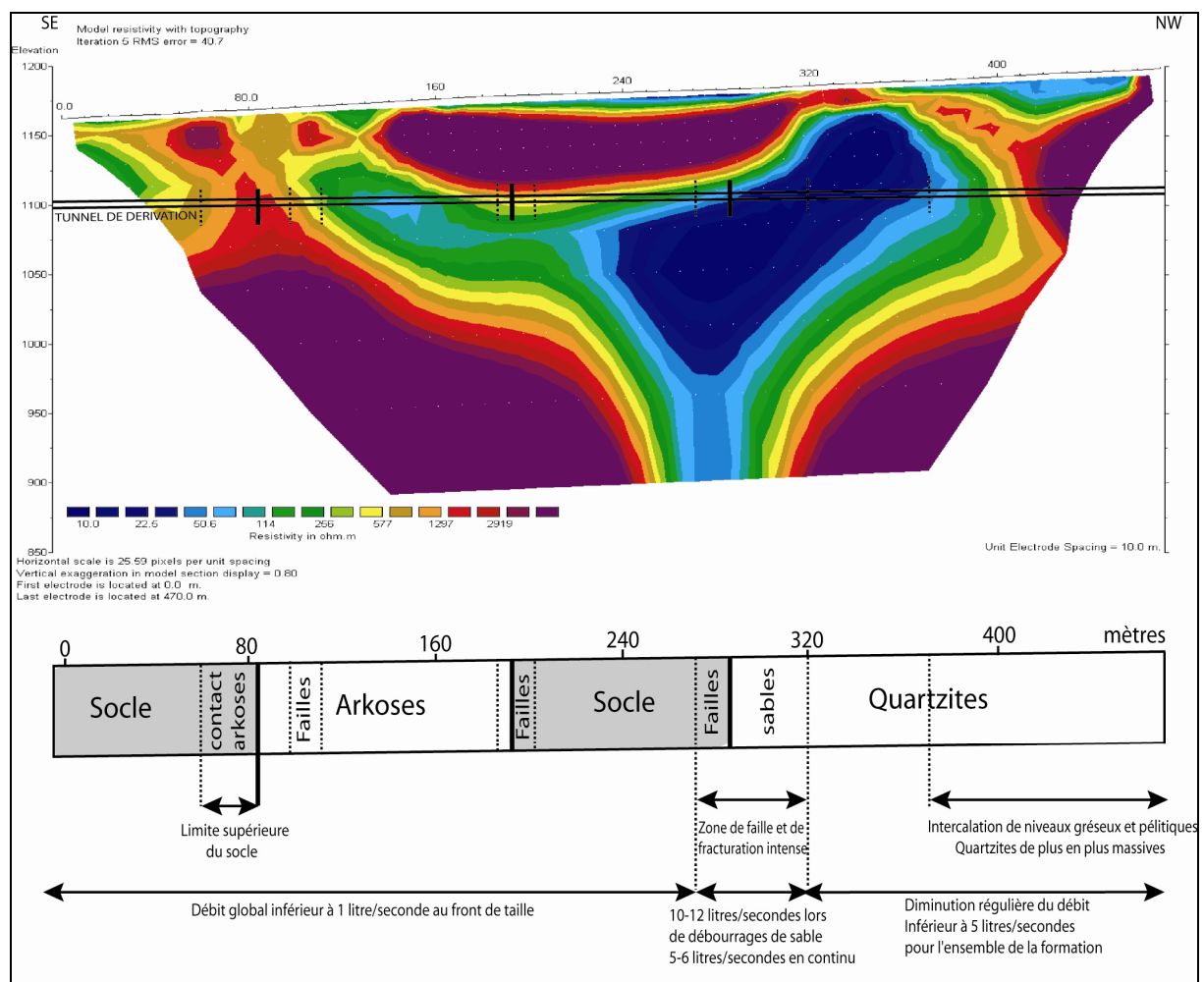


Figure 98: Profil de calibration. Le tracé du tunnel est projeté sur le profil et le log en long présenté en dessous. La moitié SE est influencée par les variations de lithologie alors que la moitié NW du profil est influencée par le couplage saturation/fracturation.

Le second profil (Figure 99) est acquis perpendiculairement à la Tinée et remonte en partie le glissement de la Clapière. On observe des contrastes latéraux importants qui matérialisent la transition socle-couverture et le remplissage alluvionnaire et/ou fluvio-glaciaire. Nous n'irons pour le moment pas plus loin dans l'exploitation de ces profils pour lesquels le travail de calibration sur le terrain est encore en cours mais prometteur.

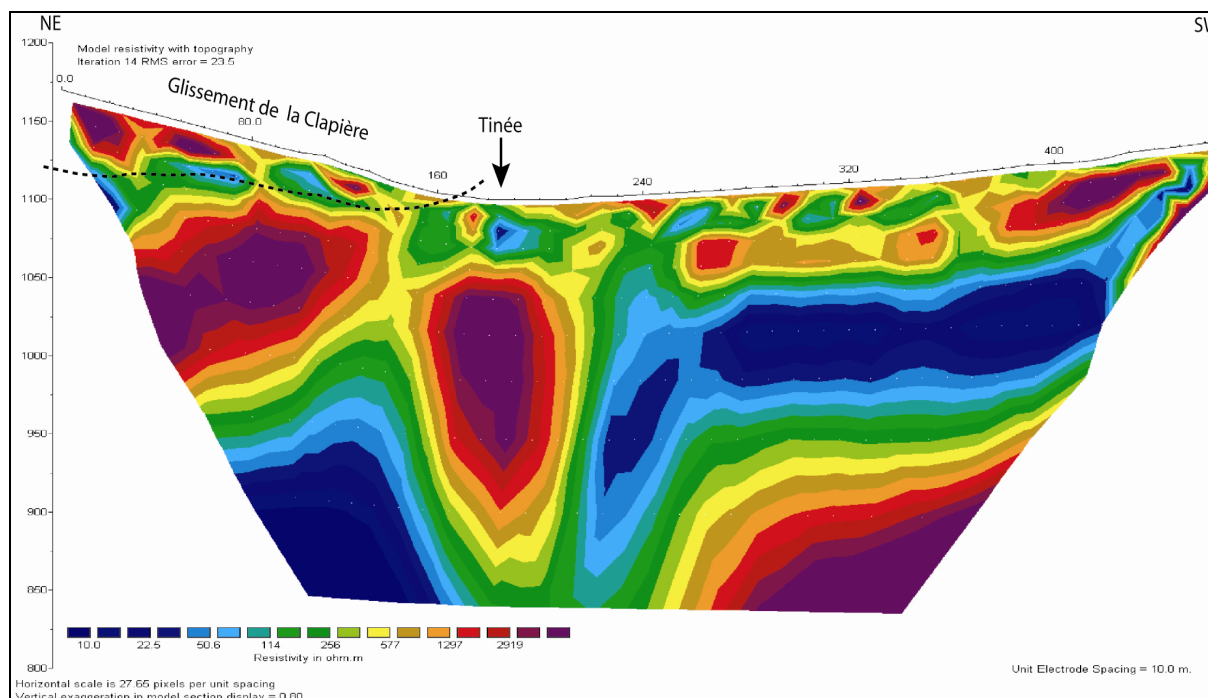


Figure 99: Profil transversal.
La grande hétérogénéité des résultats est due à la transition socle (NE) couverture (SW)

Ces deux derniers profils montrent bien l'applicabilité de la méthode dans un milieu plus hétérogène. Ils montrent aussi qu'une des difficultés majeures dans l'utilisation de la tomographie électrique consiste à faire la part des variations de résistivité dues aux changements de lithologie, à l'altération mécanique et chimique des matériaux et au degré de saturation du milieu.

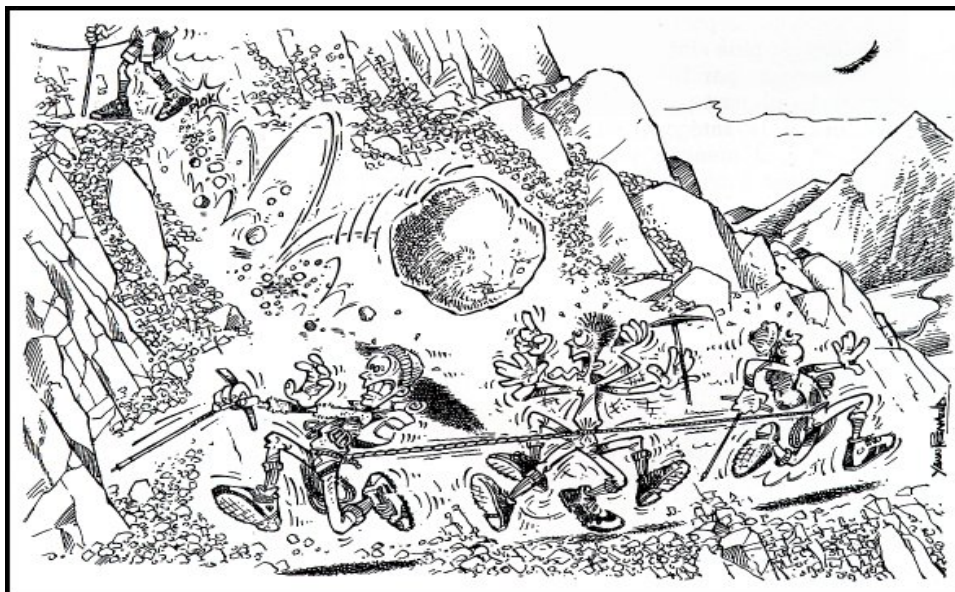
De ces 3 paramètres, le seul montrant des fluctuations à court terme est l'eau. Pour s'affranchir indirectement de la signature de l'eau, nous pouvons effectuer un suivi temporel des variations de saturation dans le massif. Nous aborderons ce suivi dans le chapitre suivant.

CHAPITRE 4

La complexité de l'étude dynamique des DSL est expliquée par la lenteur des phénomènes de déstabilisation. On propose ainsi d'étudier la structure précise d'un versant d'échelle réduite et les conditions qui l'amènent vers un mouvement. La différence principale est liée au fait que la modification de la morphologie locale n'est pas due aux épisodes glaciaires, mais au mouvement d'ensemble du glissement de la Clapière.

La discussion porte également sur les conditions aux limites géométriques et hydrauliques qui ont permis la localisation du glissement.

Il en résulte que le mouvement est généré au droit de déformations observées à plus grande échelle et ayant déjà influencé le mouvement de la Clapière. Ces structures servent de drains préférentiels dans l'alimentation en eau des pieds de versant et permettent l'injection de volumes d'eau suffisamment importants pour générer un glissement



- Instabilité Provoquée -

1 Résumé

Ce chapitre correspond à un travail expérimental de deux ans réalisé avec la collaboration de Stéphane Binet de l'Université de Besançon dans le cadre de sa thèse. Trois articles acceptés en sont le fruit dont deux sont présentés ici dans la problématique principale de cette thèse. Le troisième article, dont l'objet est une quantification et une analyse hydraulique, est présenté en annexe.

Ce travail concerne l'étude d'un glissement secondaire emboîté localisé au pied de celui de La Clapière. La date exacte de son déclenchement n'est pas connue, mais il semble que la rupture se soit produite en 1996-1997. A l'image de ce qui est observable à l'échelle supérieure, les dépôts fluvio-glaciaires dans lesquels le mouvement s'est développé ont préalablement été le lieu du développement de crevasses perpendiculaires à la pente. De plus le glissement est encadré par un système de fracturations N170°E qui guide le mouvement et qui n'est autre qu'une réorientation locale des failles N020°E mises en évidence à l'échelle du versant de la Clapière.

Malheureusement, aucune étude précise n'a été menée avant la rupture. Seul un suivi tachéométrique dans le temps sur un ensemble de cibles déposées sur le glissement et à sa périphérie a pu mettre en évidence le basculement à l'origine des crevasses, et donc du glissement (Binet et al., 2004).

Les deux articles présentés ont pour objet commun l'utilisation de la tomographie électrique pour la reconnaissance en profondeur des structures du glissement. La taille relativement réduite de la zone étudiée, malgré un accès parfois difficile, a permis le déploiement d'un grand nombre de profils électriques et autres capteurs (tachéométriques, hydrauliques).

Une première campagne a été menée suivant deux axes :

- La réalisation de 5 profils parallèles en vue de la définition de la structure 3D du versant,
- La mise en place d'un profil permanent où ont été acquis plusieurs profils décalés dans le temps afin de caractériser l'évolution saisonnière de la saturation du versant et ses relations avec la structure.

Deux résultats importants en découlent :

- Les failles cartographiques désignées comme étant à l'origine de la déstabilisation du versant ont pu être imagées de part et d'autre de la masse glissée. Elles l'ont été grâce au fait qu'elles drainent vers l'aval une partie des eaux collectées à l'amont,
- La fracturation alimente en eau une nappe perchée sous la zone glissée dont l'exutoire est une source au pied du glissement. Cette nappe perchée suit les fluctuations saisonnières fonctions des précipitations et de la fonte des neiges sur l'ensemble du versant.

Ces premiers résultats ne permettent malheureusement pas la définition précise de la surface de rupture et suggèrent simplement que la dynamique du glissement est fonction du drainage souterrain.

La seconde campagne de mesure a donc eu pour but d'apporter des éléments de réponses supplémentaires à ces deux derniers points. Pour ce faire, nous avons réalisé une injection forcée d'eau en période sèche sur la surface de rupture du glissement. Un suivi temporel

couplant acquisition électrique, tachéométrique et hydrochimique a été installé et utilisé avant, pendant et après l'injection d'eau. Les résultats obtenus sont les suivants :

- Une définition fine de la géométrie de la surface de rupture,
- La surface de rupture sert de drain efficace pour l'évacuation de l'eau infiltrée. L'apport superficiel en eau n'est pas suffisant pour induire le mouvement du glissement.
- Le drainage par la surface de rupture est couplé avec une perte d'eau vers la nappe profonde. Ce contraste de perméabilité correspond aux structures de basculement (crevasses) superficielles.
- La réactivation du glissement ne peut se faire que par un apport profond d'eau (fusion des neiges, pluies) drainée par les failles N020°E reconnues à plus grande échelle ou par des précipitations localisées exceptionnelles.

2 Geophysical survey to estimate the 3D sliding surface and the 4D evolution of the water pressure on part of a Deep Seated Landslide

T. Lebourg, S. Binet, E. Tric, H. Jomard, and S. El Bedoui

Article accepté après révisions en Décembre 2004 dans Terra Nova

Abstract:

Geophysical surveys were conducted on the very unstable front part of the La Clapière landslide in the French Alps (Alpes Maritimes). The electrical resistivity survey was carried out to obtain, for the first time on this deep seated landslide, 3D information on the slipping surface and the vertical drained faults. Moreover, we planned to follow within time (six months) the evolution of the saturated zones (presence of gravitational water) and their percolation into the shearing zones. Our 4D results showed the importance of the complex water channelisation within the slope and relation to geological discontinuities.

Key-words: Landslide, geophysical survey, 3D imagery, water flow evolution, geological discontinuity

2.1 Introduction

The understanding of rupture processes involved in deep seated landslides is difficult for two main reasons. The first reason: arises from the difficulty in estimating the mechanical and the hydrogeological behaviours of the whole mountain (heterogeneous structure with discontinuities) which is very different from rock samples studied in the laboratory. This is especially important in the upper part of the slope subject to weathering (Lebourg et al., 2002). The second one reason items from the necessity of taking into account both the 3D geometry of the phenomenon and the geological discontinuities affecting the mountain slide. The geometry and the structure can be determined only by geotechnical and/or geophysical methods. Although the geotechnical methods allows one to obtain accurate data which locate precisely the substratum, they have high destructive consequences and provide relatively poor total information. Thus, a global interpretation of the structure of the landslide is not easy and sometimes impossible. This is why geophysical methods are employed such as the electrical resistivity tomography method. The main advantages are that it is possible to measure the soil response along continuous (or pseudo-continuous) profiles at the soil surface. We obtained 2D and 3D imagery of the structure with an identification of different zones that can be associated with lithologic and/or hydrologic characteristics. Nevertheless, these profiles need validation points and/or supporting informations from several complementary approaches (hydrogeology, tectonics,...) or methods (seismic reflection and refraction, gravity). Some recent studies have shown that the resistivity method can reveal very important details of the weathered zone, hydrological system and geological structures of the studied area (Robain et al., 1996, Ritz et al., 1999, Jongmans et al., 2000, Sumanovac and Weisser, 2001). However, this method has been rarely used on deep seated landslides because the surface topography can be very irregular and the studied area difficult to reach.

The purpose of this work was to investigate whether the electrical resistivity tomography could provide accurate information on the weathered zones, the slipping surface, the major discontinuities and on the network of drainage in an unstable part of the La Clapière Landslide (Alpes Maritimes, France). Even if numerous studies have been carried out on this site (hydrology, geology, tectonics, topography,...), no geophysical studies have been made (Follacci, 1987, Ivaldi et al., 1991, Guglielmi et al., 2000). This is why we decided to undertake, for the first time, such a study by applying this approach to the La Clapière landslide and more precisely to an active unstable part at the front of the landslide,

This area has been chose because it is more accessible than others unstable parts that we can observe on this landslide for example between elevations of 1 500 and 1 720 m in the southern-eastern upper part of the slope.

Moreover, we propose to show in this article the possibility of carrying out a 3D acquisition of the landslide structure and of following evolution of resistivities through time. As shown in previous study (Lebourg et al. 2003) it is possible to refine the interpretation of the piezometric levels and the principal faults structures (drained faults) within a landslide.

We will show in the first part the results of the interpretation of the electrical tomography in 2D and in 3D and this in correlation with hydraulic data and the geological interpretation. In the second part, data are presented on the temporal evolution of the 5th tomographic profile at three different times.

2.2 Geographical, geological and hydrogeological setting

The la Clapière landslide (Figure 100) is a large unstable slope located in the South East French Alps, about 80 km North of Nice. This landslide, which mobilizes a huge volume ($55 \times 10^6 \text{ m}^3$) of metamorphic bedrock (Follacci et al., 1999) is developed on the North side of the Tinee Valley and affects a mountain that rises to 3000 meters, occurring between 1 100 and 1 800 meters of altitude.

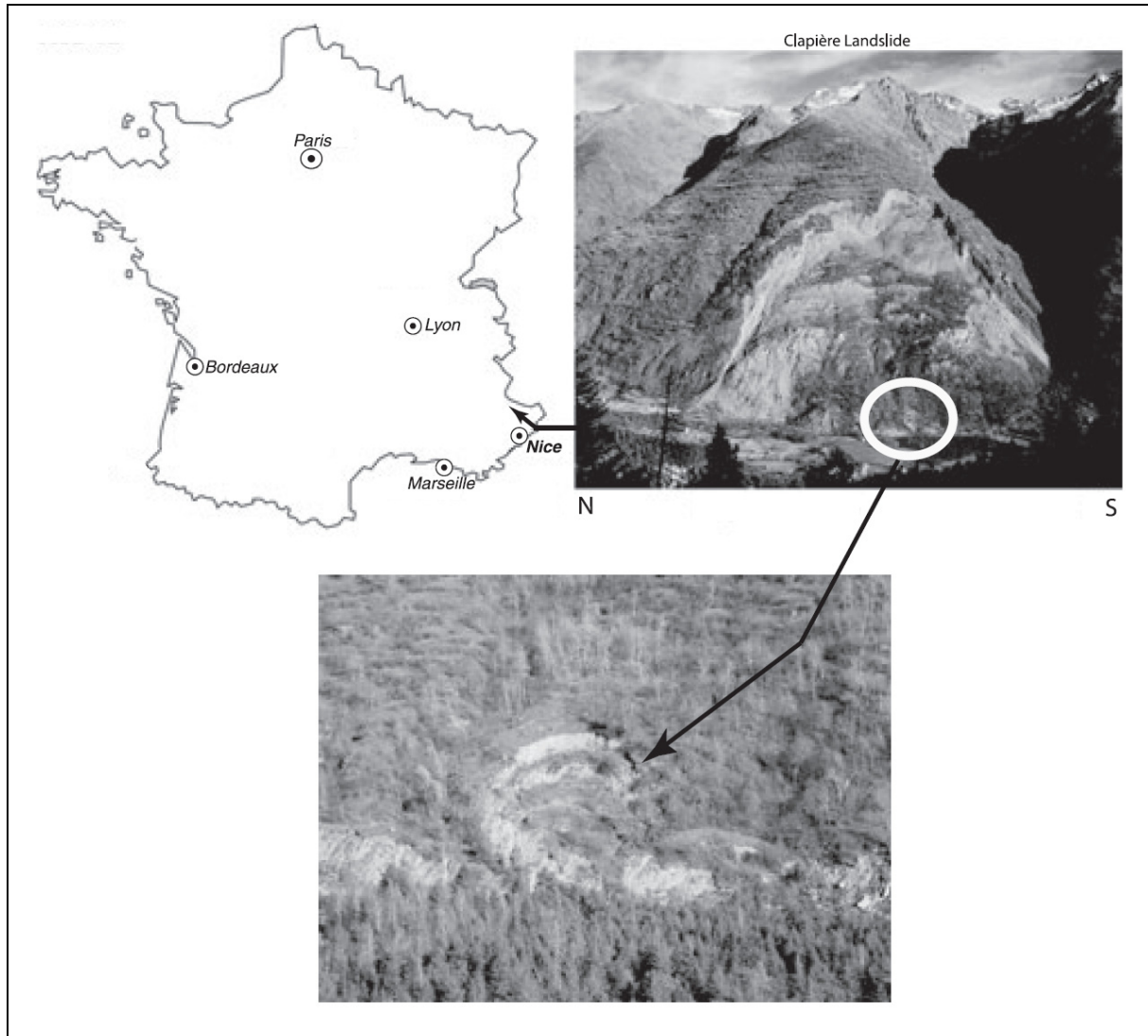


Figure 100: Location of the study area (Clapiere Landslide).

The unstable zone slope is about 37° , but is not constant along the profile: the lower part of the slope is steeper than the higher part. The change of gradient corresponds to the limit of extension of quaternary glaciers, as frequently occurs in the alpine valleys. The slope can be separated into three entities: a stable internal zone where the foliation has a strong dip varying from 60° to 80° toward the interiors of the slope; a zone dipping towards $N30^\circ E$ approximately 200 m thick where foliation is gradually rotated to the horizontal, and the slipped zone where displacements towards the valley are important. The surface of the landslide is quite irregular because of numerous rock-fall accumulations, tilted terraces and internal cracks. In this area, the basement is composed of migmatitic paragneisses (Anelle Formation) and orthogneisses (Iglière Formation) having a strong Hercynian foliation.

The "La Clapière" slope itself is affected by a lot of tectonic discontinuities. The major fractures are subvertical N20°E faults intersecting the whole slope far away from the active landslide and limiting several parallels, a few hundred meters wide, N20°E faults. The displacements measured by the monitoring system have also on average a N20°E orientation. Thus, it can be suggested that faults play the role of « guides » localising landslide deformations and the water drainage.

The main sliding surface is partly outcropping at the foot of the slope. In the rest of the slope, its depth is thought to be approximately 100 to 200 m but no geophysical study up today has been devoted to confirm or to weaken this suggestion. Actually, several parts of the landslide are unstable. The more important is located at the south-eastern upper part of the slope, between elevations of 1 500 m and 1 720 m. In this area we observe a compartment with an estimated volume of 5 millions m³ which is sliding on a superficial rupture surface and actually overthrusting the remaining of the landslide.

From the hydrogeological point of view, the area is characterised by several springs (perennial and temporary). Some of these springs outflow directly from the basement along faults with various orientations or in the weathered superficial formation. A study of the water chemistry (Guglielmi *et al.*, 2000, 2003) suggests the presence of two main flowpaths in this landslide: (1) deep flow through fractured gneiss and low permeability Triassic deposits pinched under the foot of the landslide, and (2) flow through a more permeable fractured basement with a complex flow path. These differences in the landslide drainage can be correlated with the different mechanical behaviours: high speed sliding during snow melting period and slow speeds during low water periods (Follacci, 1999).

The foot of the landslide is an other very active area where a rotational landslide is taking place in the fluvio-glacial deposits on top of the gneiss (Figure 100). This zone is structured by north-south faults, which are a local deviation of the major N20°E faults, driving the landslide evolution ((Figure 101 and Figure 102). The hydrogeologic behaviour of the rotational landslide (studied with a hydrogeochemical approach) shows the following general characteristics for the La Clapière:

- (1) The perennial springs which drain deep flow from the faults and which diverges in the fluvio-glacial deposits which have much higher permeability.
- (2) The temporary springs which drain perched saturated zones in the fluvio-glacial deposit (or moraine).

The presence of the perched water table appears to be best developed after periods of high rain, but if these periods of high rain occurs during aperiod of snow melting the connection is made between the two water sources, and the potential to trigger the instability becomes more important.

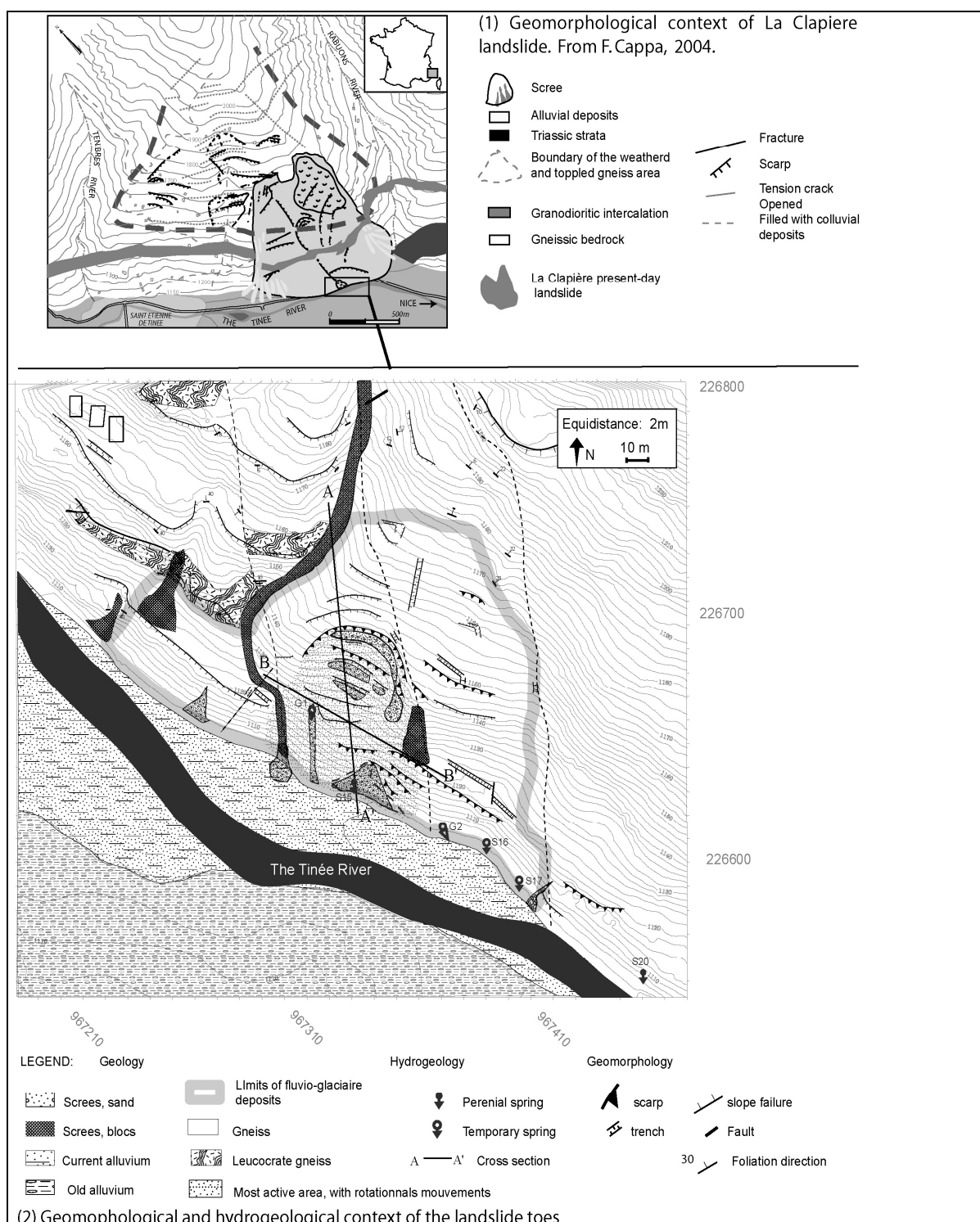


Figure 101: geological and geomorphological maps of Clapière landslide and the study area (down part of Clapière landslide)

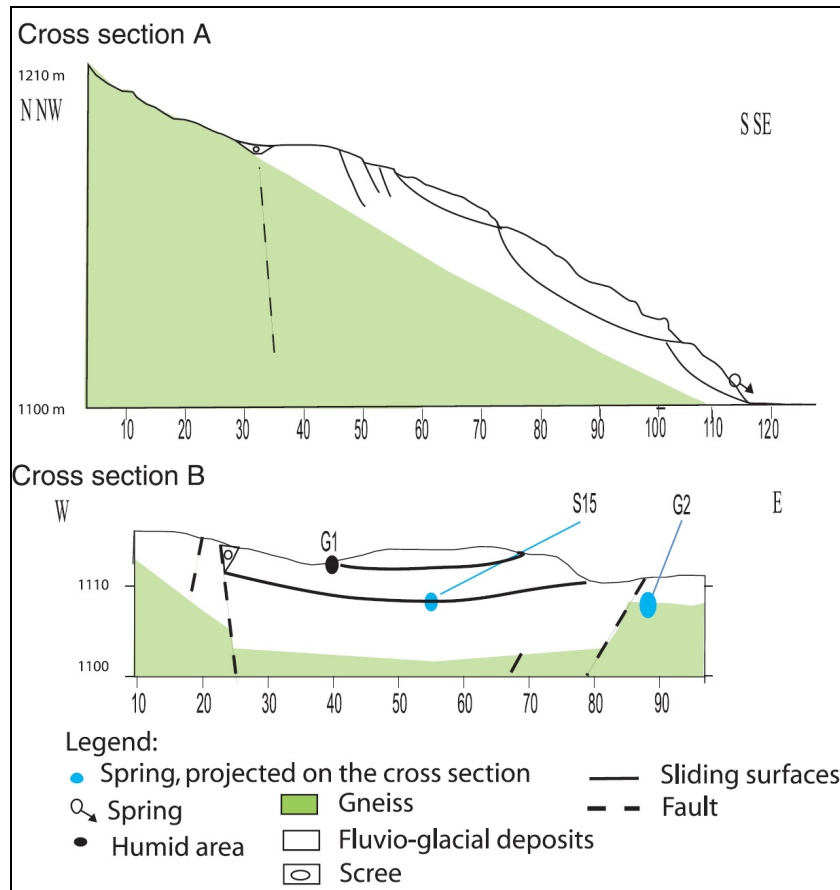


Figure 102: Cross-sections of the study area (down stage part of the Clapiere landslide)

2.3 Electrical prospecting and data acquisition

The electrical resistivity tomography is a method widely applied to obtain 2D or 3D high-resolution images of the resistivity variation in a geological system (Griffiths and Barker, 1993, Lebourg and Frappa, 2001). Resistivity contrasts analysis makes it possible to highlight discontinuities; faults, drainage channel systems, and structural features. Drainage contrast induced by the lithology of the system (see geological settings), was measured by making a series of measurements over the entire site at regular time intervals.

2.3.1 The electrical methods and experimental protocol

The experiments measurements were undertaken with a multielectrode 2D device, using 48 electrodes separated by 2 m. We used systematically a pole-pole and dipole-dipole array, with measurement frequency of 4Hz for about 900 measurements for each profile. The 2D resistivity data were recorded using the Syscal R1 Plus imaging system (IRIS Instrument). The data are classically presented in the form of pseudo-sections (Edwards, 1977), which give an approximate picture of the subsurface resistivity. Inversion of the data is required to obtain a vertical true resistivity section through the underlying structure (Loke and Barker, 1996). The field data depicted as contoured pseudoresistivity sections were inverted with software RES_{2D}INV written by Loke (1997). Furthermore, the constraints provided by the topographic variations have been incorporated in the inversion processing.

2.3.2 2D and 3D tomographic data and inversed models

We obtained five parallel electrical tomographic profiles lines in 2D (with topography), of East-West orientation, with a spacing of 10 to 15 m (Figure 103). The association of these five parallel profiles allows us to invert the data to obtain a 3D model of resistivity variations in and around the landslide studied. From these data the inversion softwares RES3D Inv (Loke, 1997) and Slicer Dicer 3.0 were used. Measurement on the evolution of the global resistivity variations was carried out between April 2003 and the middle of July 2003.

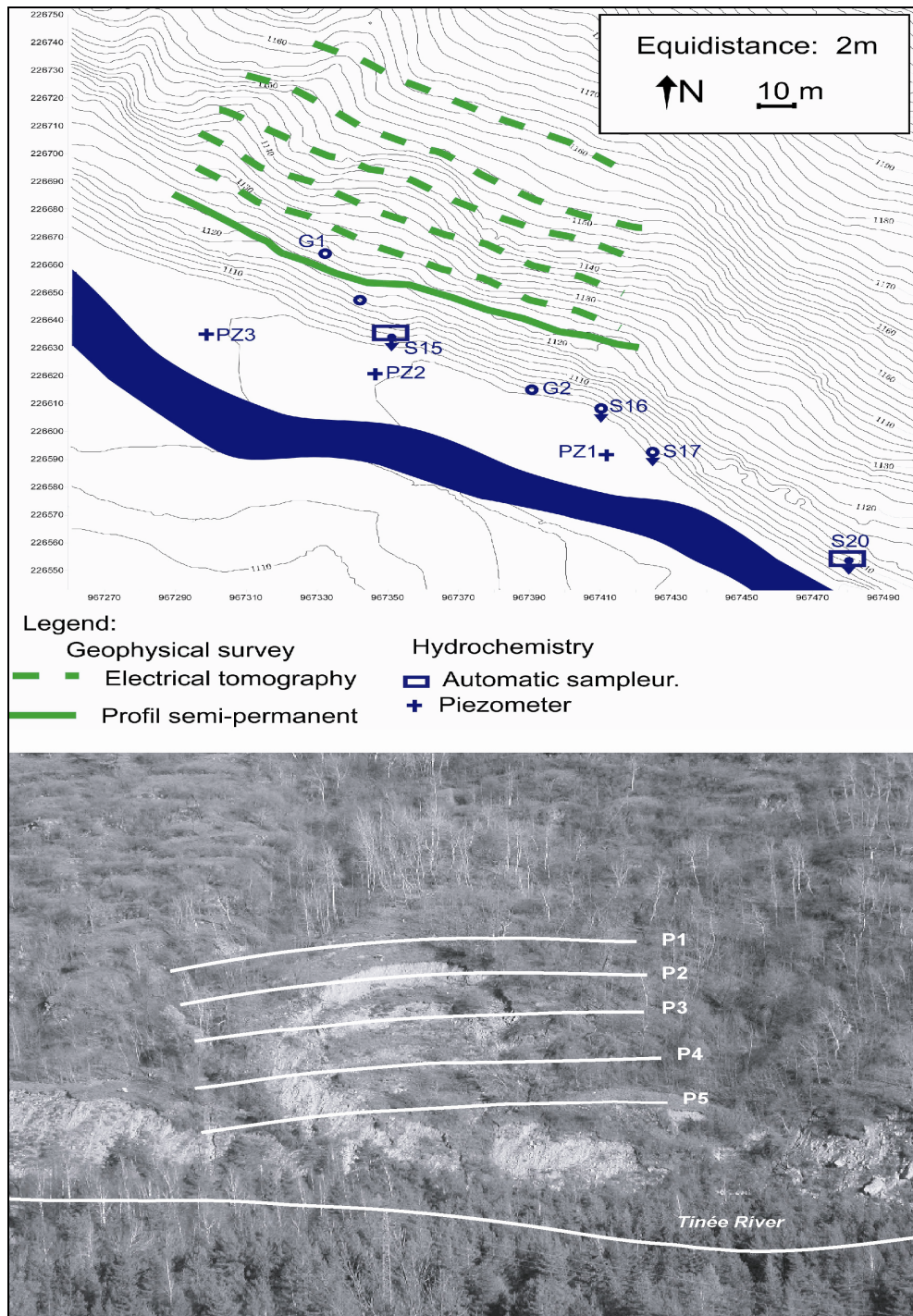


Figure 103: Location of the 5 electrical profiles on the Clapiere encased Landslide

2.3.2.1 Resistivity calibration

The interpretation of electrical tomography profiles in terms of presence or absence of water requires an evaluation and calibration of resistivity values directly on rock samples. These field laboratory measurements allow us to distinguish different ranges of resistivity following the presence or absence of water. Our measurements give us the following indications:

Morainic formations (dry or without water) are characterised by large resistivity variability (from about 500 $\Omega\cdot\text{m}$ to 3 000 $\Omega\cdot\text{m}$). With water the resistivity decreases strongly with increasing water content and is systematically lower than 50 $\Omega\cdot\text{m}$.

The gneissic substratum is characterised by high resistivity values (higher than 5 000 $\Omega\cdot\text{m}$). The weathered zones of this formation show lower resistivity around 2 000 to 3 000 $\Omega\cdot\text{m}$.

2.3.2.2 2D results

The five 2D-electrical transverse tomographic profiles obtained in this study are characterised by the same pattern of resistivity. An example is given in Figure 104 a, b. We observe from dipole-dipole array (Figure 104a) a very large resistivity variability from 20 $\Omega\cdot\text{m}$ to 5 500 $\Omega\cdot\text{m}$ with a vertical distribution in two zones. The first one, between 0 and 2 m of depth shows resistivity values higher than 3 000 $\Omega\cdot\text{m}$, and below 15 m higher than 700 $\Omega\cdot\text{m}$. The second one, intermediate in depth (between 2m and 14m depth) is characterised by very low resistivity ($\leq 50 \Omega\cdot\text{m}$). This strong contrast can be associated with the presence of water and suggests a preferential circulation of water. The fact that this low resistivity zone is vertically limited by high resistivity could be interpreted as a perched watertable. The Figure 104b also suggests the presence of vertical resistivity discontinuities that could be associated to drained faults. This suggestion is supported by a very good correlation between the interpreted geophysical data and the outcrop observations (Figure 101 and Figure 102).

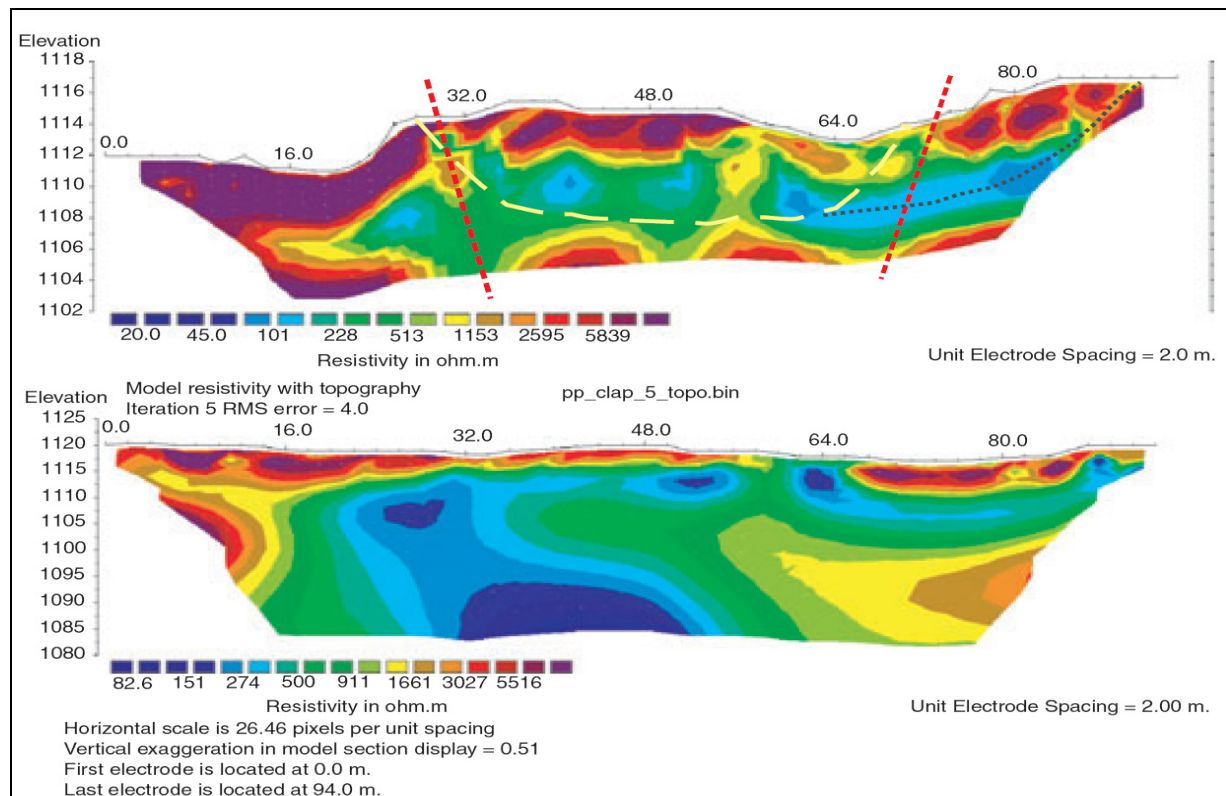


Figure 104: a) 2D dipole-dipole array profile n°5; b) pole-pole array profile n°5 of the 16th July 2003. Slip surface and/or perched watertable (long dotted lines); draining contacts (medium dotted lines); probable extension of the slip (short dotted lines).

2.3.2.3 3D results

The compilation of the five 2D profiles allowed us to obtain a 3D image of the study area (Figure 105 a,b). Figure 105a presents the same information previously presented as 2D results (large variability of the resistivity, vertical discontinuities,...). This allows the definition of a 3D structure of the landslide and gives information about the spatial distribution of the saturated zone. The data set presented in its entirety in Figure 105a, was subtracting all data higher than 50 $\Omega\cdot\text{m}$ (Figure 105b). Two significant features appear: the first one corresponds to the upper horizontal distribution whose extension covers the sliding surface. This can be interpreted (as was mentioned previously in the section on 2D results) as the "signature" of the perched watertable and/or as the sliding surface of the studied landslide (with preferential fluid circulation). The second feature is associated to two vertical draining discontinuities intra-substratum of which one is apparently less draining than the other. The western discontinuity is very well defined and borders the sliding surface. Hence vertical drained discontinuity seems to be a fluid conduit. The second contact is located slightly further away from the sliding surface (approximately 20 meters). It is not possible to say if these two vertical discontinuities are connected at depth, but they probably contribute to the dynamic behavior of this part of the landslide. Moreover, our results suggest a connexion between the perched watertable and these draining faults. In order to verify the existence of this connection and assess how it evolves through time, resistivity measurements were carried out from April to July 2003 coupled with hydrogeological data.

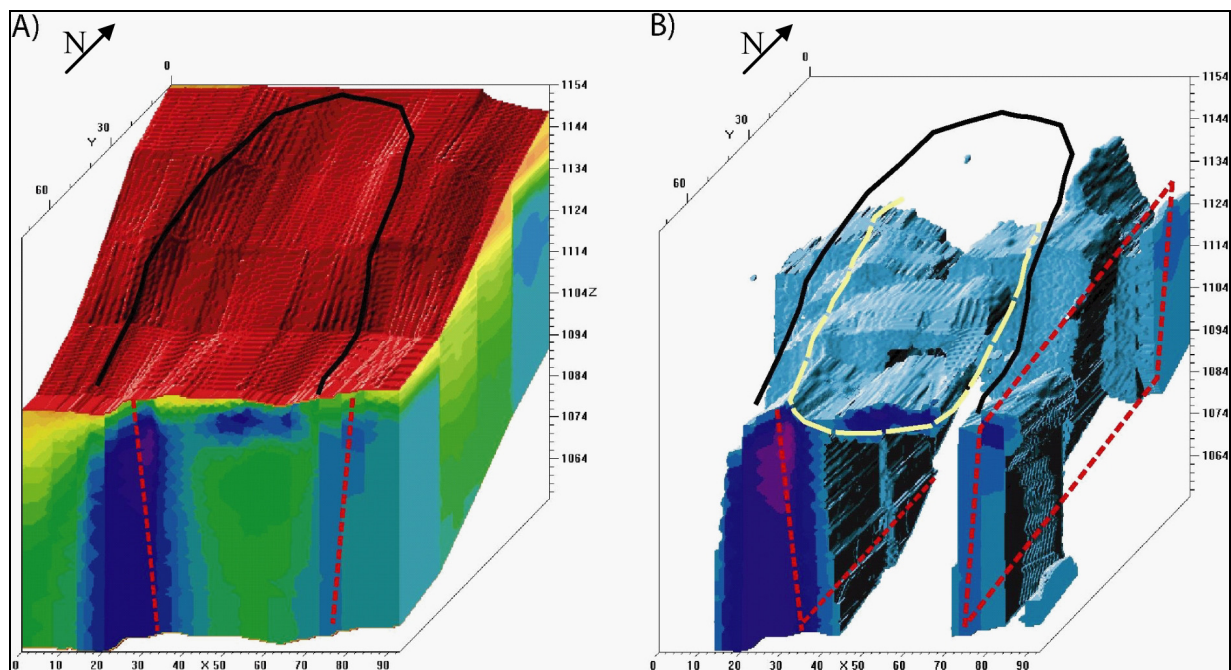


Figure 105: Landslide limits (continuous feature); slip surface and/or perched watertable (long dotted lines); draining contacts (medium dotted lines). A: 3d profile obtained from five 2d profiles; B: same with values of very low resistivity (places probably saturated).

2.3.3 4D measurements, example of profile number 6

In 2000, Guglielmi et al. showed that based on chemical compositions of water it was possible to determine the origin of the water flow-path in the La Clapière landslide. Indeed, the change of water chemistry is the result of mass transfer between interstitial fluids and rock-forming minerals. These mass transfers depend on several parameters involved in weathering processes (temperature, pH and Redox conditions, mineralogical composition,...),

but also the residence time of water in contact with the mineral. Thus, during periods of low water flow rates, the water coming from the fractured aquifer has an important residence time, the interactions between water and rock are significant, and the signal is strong (Blavoux and Mudry, 1983). On the other hand, during a period of rain or snow melting, the consequent high flow rate results in low chemical signal (table 10). The flow is concentrated in the main fractures of the rock mass. The residence time is smaller than the low water period and the interactions between rock and water are not sufficient to generate water with a strong chemical content in the springs (Mudry *et al.*, 1994).

On the "La Clapière" slope, a part of this infiltrated water shows out the foot of the landslide. It has been demonstrated that the sulphate content is a good marker of the infiltration periods in these instable areas (Compagnon *et al.*, 1997; Guglielmi *et al.*, 2000).

We present here the evolution of one resistivity profile through time (n° 5) compared to the hydrogeological rate of flow which has been evaluated by recording the concentration of chemical contents in spring 15, with measurement every two days (Table 10 and Figure 106). The time evolution of the water content records the piezometric level of the spring which is at the base of the slip.

Content (mg/L)	HCO ₃ ²⁻	F ⁻	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Balance
Low water content	125	0.04	1.5	0.8	118	8.0	5.8	3.1	67	-3.04%
Flood water content	95	0.02	1.1	7.8	74	7.7	6.6	3.3	48	2.01%
Mean (between march to august)	129	0.03	1.4	10.4	104	7.5	5.7	3.4	77	3.51%

Table 10: measurements of the composition of the fluid at period of low water content, flood water content and the mean average from march to august 2003.

These data were used to construct Figure 106. During the recording period, the three major hydrogeologic states during the water content evolution were observed. The first one between 4 April 2003 and 19 May 2003 where the sulphate content is constant around 650 mg/l. It corresponds to a low water period. Between 19 May 2003 and 4 July 2003 values decrease around 500 mg/l, linked to the snow melting in the upper part of the slope (> 1 800m). The dilution is important (end of the snow superficial storage) and is delayed by about 20 days between the infiltration period and its effect on the springs (Guglielmi *et al.*, 2002). In the study area, this phenomenon creates a deep arrival of water and creates an increasing of pressure in the landslide (Cappa *et al.*, 2004). The last period is after the 5th of July 2004 for which the values of the resistivity quickly evolve between 450 to 650 mg/l, the decreases are correlate with the rain events localised on the sliding area, the spring dilution is quasi instantaneous after the rain event (< 1 day) because water fell directly on the sliding area and arrived quickly at the spring. These flows occurred in the upper part of the sliding zone and had little influence on the acceleration of the landslide (Cappa *et al.*, 2004).

The west fault is always a draining conduit, the resistivity variations are weak, maybe linked with a regular flow rate of deep water (a spring drains this fault and it is interpreted to be draining deep water). The east fault shows important decrease of resistivity 15 meter under the surface. The flood records of 14th July 2003 created flows in the moraine during 4 days (the chemical record shows a dilution over a 4 day period).

We propose that the area is draining superficial flow, infiltrating during the rain-event. This remark is confirmed by the temporary spring position. Water flows into the moraine and creates a perched water zone.

Today, the rotational landslide is not connecting with this drain, but might possibly do so in the future. A connection could occur in the future if the drain has an important water volume to evacuate (Figure 101).

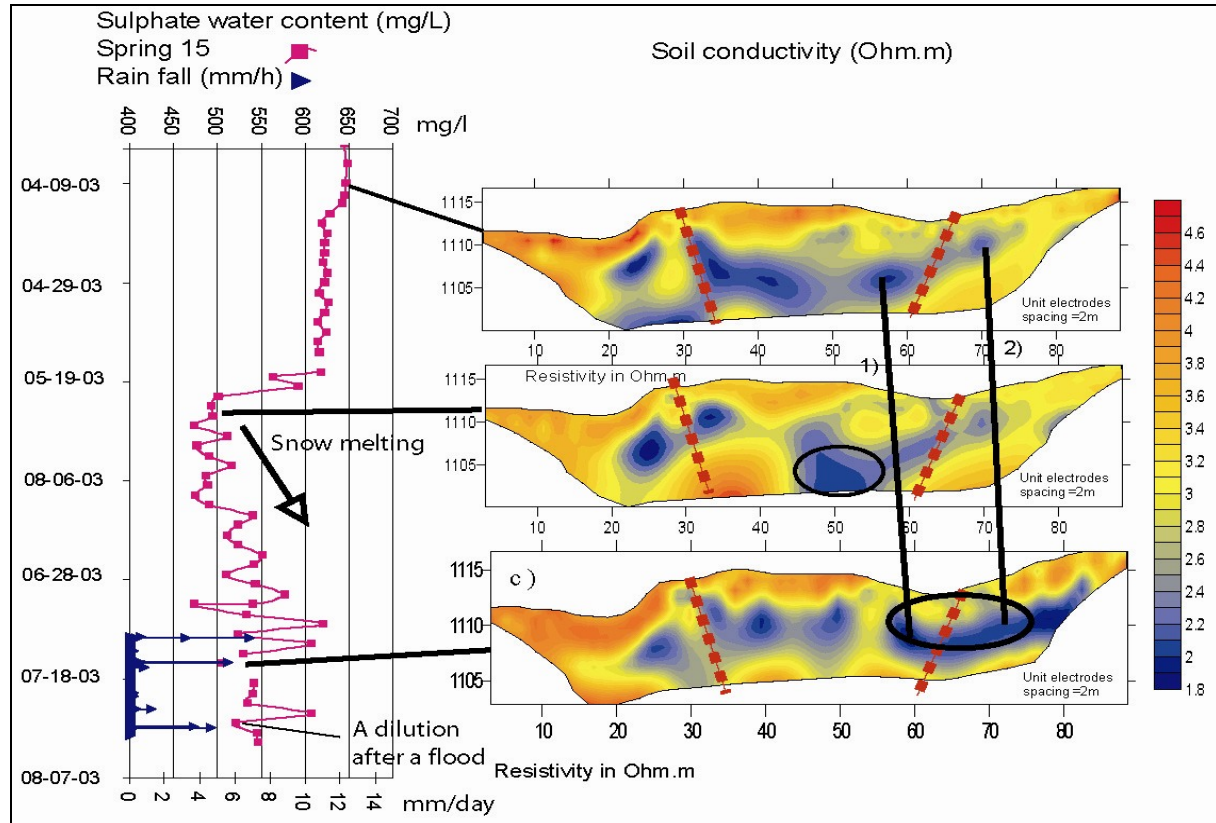


Figure 106: Comparison of sulfate water content recorded as function of the time (of the 11th April and low profile of the 16th july) (a) in spring 15 with resistivity (\log_{10} resistivity) profile n°6 obtained at different time. In these profiles the dash line represents discontinuities.

2.4 Conclusion

This study enabled us to carry out a 3D resistivity imagery of a landslide body by taking into account the topography. This study made it possible to highlight the sliding surface and the water draining systems of the studied zone. We observe the presence of two vertical "draining" structures which feed the perched watertable and the sliding surface. Maximum displacements of the landslides generally follow the snow melt or after major episodes of rain. The temporal follow-up of a resistivity profile versus hydrogeological data validate this observation. Broadly this study showed that resistivity measurements are a good indicator to evaluate the connexion between the distribution and the temporal evolution of groundwater and geological structures. The comparison with hydrogeological data allowed us to evaluate the temporal evolution of this relation and determine the origin of the water in the soil. However, it is not possible to understand with these data the dynamics and the evolution of this landslide. We need for this continuous geophysical acquisition through a one year period. We can now start to rank the importance of different types of flow (deep water, perched water,...) contributing to the potential acceleration of the landslide, and overall model constrains on the stability of this zone.

3 Characterisation of an internal slope movement structure by hydrogeophysical surveying

H. Jomard ^{(1)*}, T. Lebourg ⁽¹⁾, S. Binet ⁽²⁾, E. Tric ⁽¹⁾ and M. Hernandez ⁽¹⁾

Article accepté après révisions en Septembre 2006 dans Terra Nova

Abstract:

A hydrogeophysical study was carried out by a water controlled injection within a landslide situated on an active part of the La Clapière landslide foot (Alpes Maritimes – France). Coupling of both real-time geophysical and hydrological follow-ups allowed the representation and quantification of the surface water drainage in space and time within the slipped mass. Thus, 30% of the injected water is quickly drained by a complex slipping surface mainly situated at 10m depth. The transit time between injection and outflow of the water allowed an overloading of about 10 m³ (i.e. 10 tons) comparable to classical rain events in the area. This weight and the associated interstitial pressures increase haven't led to any movements asking for the origin of the water volumes which could induce destabilisations. This experiment enabled an accurate redefinition of the internal slope structure and the understanding of the dynamics of the slipped mass with a surface hydraulic request.

Key-words: Hydrogeophysical survey, Landslide, Water flow evolution, Resistivity imaging, Sliding surface.

3.1 Introduction

The principal driving force of slope movements is generally considered to be gravity, with the main triggering factor being the increase of pore pressures by presence of water contained in fractures (Terzaghi, 1950; Noverraz et al., 1998). The localization of the main flow paths and saturated zones is thus a fundamental stage of the slope evolution before and after failure.

Various methods are classically employed in order to locate and study water in sliding and non-sliding rock masses.

- Geological and morphological field studies allow the determination and the localisation of mechanical discontinuities (faults, fractures...) and lithological discontinuities guiding the water drainage (Lebourg and Fabre, 2000; Guglielmi et al., 2005),
- Hydrogeological studies allows the determination of the origin of hydrous flows and their relationships to the release and the acceleration of movements (Guglielmi et al., 2005; Bonzanigo et al., 2001; Tullen, 2002; Cappa et al. 2004; Onda et al. 2004),
- Electrical surveying can be used to determine the depth and geometry of sliding surfaces (Bogoslowsky and Ogilvy, 1976; McCann, 1990; Caris and Van Asch, 1991 ; Godio and Bottino, 2001; Lebourg et al., 2003; Lapenna et al., 2003 ; Bichler et al., 2004), and the localization of water flow paths (French and Binley, 2004).

These methods are frequently coupled for landslide studies (Caris and Van Asch, 1991; Maquaire et al. 2001; Agnesi et al. 2004). In order to better approach the dynamical process involved in landslides, we need to understand the evolution in time of the groundwater flow circulation versus spatial displacements. At this time, specific and uncoupled data acquisition does not allow for carrying out a real dynamic relation between them. For the comprehension of landslides, only a small number of laboratory studies have linked the dynamical relation between different methods of investigation (Tohari et al., 2000; Wang and Sassa, 2002; Moriwaki et al. 2004).

A first hydrological/geophysical study has been performed in a secondary landslide located at the toe of the La Clapière landslide in order to demonstrate the spatio-temporal repartition of water in the unstable slope and its effect on landslide acceleration (Lebourg et al., 2005). This study highlighted the geometrical relations between the main water flow paths and the slope structure and allowed the definition of two types of water circulation: spatially distributed in the form of drains and perched watertable. It also showed the relations between tectonic structure, drainage and slope activation. The temporal geophysical monitoring carried out between March and July 2003 on this slide showed the relative importance of these two main water flowpaths in the slope at the scale of a month. Nevertheless, this follow-up raises two problems for the comprehension of the landslide dynamics:

- We have no active control on external conditions (precipitations, snow melting...): this monitoring is qualified as passive,
- The monitoring yields information about the slope response to the water supply but not about the response of the landslide itself.

Those problems are first related to the lack of coupling of the methods employed and second to the spatial and temporal acquisition constraints.

Thence, a new experiment on the secondary landslide has been aimed in order to establishing a link between these passive methods and the principal active parameter in slopes stability, water.

This experiment has consisted in developing a methodology for a controlled injection of fluid at the secondary landslide head combined with:

- a natural and artificial hydrological tracing, (Mudry, 1990; Dzikowski, 1995; Guimera and Carrera, 2000; Sawada et al., 2000; Tullen, 2002),

- a time-lapse geophysical survey (Descloitres et al., 2002; Guérin et al., 2004; French and Binley, 2004; Lebourg et al., 2005),
- a real time geodetic monitoring using an accurate precision tacheometer (Gunzburger et al., 2005).

Our objectives are first to establish a dynamical link between these investigation methods and second, to show the possibility of carrying out a hydrological assessment in correlation with the imaged structure of a landslide and, if possible, to approach the necessary conditions for triggering a movement.

3.2 Geological and hydrogeological settings

3.2.1 The La Clapière landslide (Figure 107a)

The la Clapière landslide is a large unstable slope which has been monitored since 1982 (Follaci, 1987, 1999) and is located in the South East French Alps, about 80 km North of Nice. This landslide, which mobilizes a huge volume ($55 \times 10^6 \text{ m}^3$) of metamorphic bedrock (Follacci et al., 1987), is located on the NE side of the NW-SE flowing Tinée river, near the town of Saint-Etienne de Tinée (France). Elevation of surrounding crests and peaks reach 3000m.

From the geological point of view, the studied zone is situated in the Upper Tinée valley which represents the northwestern part of the Argentera external Massif and limits the metamorphic basement from its welded and uncoupled sedimentary cover (Faure Muret, 1955). The whole La Clapière slope is occupied by two-mica gneisses of the Variscan Argentera-Mercantour massif (Bogdanoff and Ploquin, 1980) and can be separated into three entities (Cappa et al., 2004):

- A stable internal zone where the foliation has a strong dip varying from 60° to 80° toward the interiors of the slope,
- A 200 m wide transitional zone dipping towards N030°E where foliation is gradually rotated to the horizontal and showing several lines of evidence for incipient instability (extension cracks, toppled blocks),
- A slipped zone where displacements towards the valley are important. The surface of the landslide is quite irregular because of numerous rock-fall accumulations, tilted terraces and internal cracks.

The La Clapière slope is affected by three families of faults: N10-30°E; N90°E and N110-140°E (Ivaldi et al., 1991). The major fractures are subvertical N020°E faults intersecting the whole slope far away from the active landslide. The displacements measured by the 2D French equipment ministry monitoring system (Follacci, 1999) have also on average a N20°E orientation showing the guiding role of faults localising landslide deformations.

The geometry of the sliding surface is difficult to understand. Its depth is thought to be approximately 100 to 200 m but no geophysical study has been devoted to confirm this up today.

From the hydrogeological point of view, the area is characterised by several springs (perennial and temporary). Some of these springs flow directly out from the basement along faults with various orientations or in the weathered superficial formation. A study of the water chemistry (Guglielmi et al., 2000, Binet et al. 2004, Binet, 2006) suggests the presence of two main flowpaths in the landslide slope:

- (1) deep flow through fractured gneiss and low permeability Triassic deposits pinched under the foot of the landslide,
- (2) a more superficial flow through a more permeable fractured basement with a complex flow path guided in particular by the internal deformation of the landslide.

Differences in the slope drainage have been correlated with different scenarios and mechanical behaviours of the landslide by Cappa et al. (2004): sliding accelerations occur during snow melting period and slow speeds during low water level periods (Follacci, 1999).

3.2.2 The studied secondary landslide (Figure 107 b)

The foot of the landslide is an active area where a rotational landslide (Table 11) occurred in 1995 in the fluvio-glacial deposits overlying the gneiss. This zone is cut by N170°E dextral faults which continue through the Tinée River alluviums (Lebourg et al., 2005) and divide the entire unstable rock zone. In particular, one of those faults corresponds to the East limit of the studied landslide since it shifts fluvio-glacial deposits, and therefore gives, in the superficially slipped part, a sufficient sediment thickness to allow a slide movement. The displacement recording systems show the advancing foot following a N170°E direction which demonstrates the guiding played by these faults.

Max Length (L)	Max Width (W)	Height	Mean slope angle	Estimated Volume
70 m	55 m	45 m	40°	40 000 m ³

Table 11 : Landslide geometrical characteristics. Volume is calculated for a maximum surface rupture depth (D) of 20 m with $V = (1/6) \pi D W L$ (Cruden and Varnes, 1996)

The hydrogeology of the zone, studied with hydrogeochemistry (Binet et al., 2004) and imaged by 3D geophysical surveying (Lebourg et al., 2005), shows various types of springs draining the slope. A significant share of water comes from a deep tectonically guided subsoil drain, with which comes to mix surface waters, fallen on the slide surface, and drained partly high. A significant part of the water is drained by the spring 15 (S15, Figure 107) located at the foot of the small landslide.

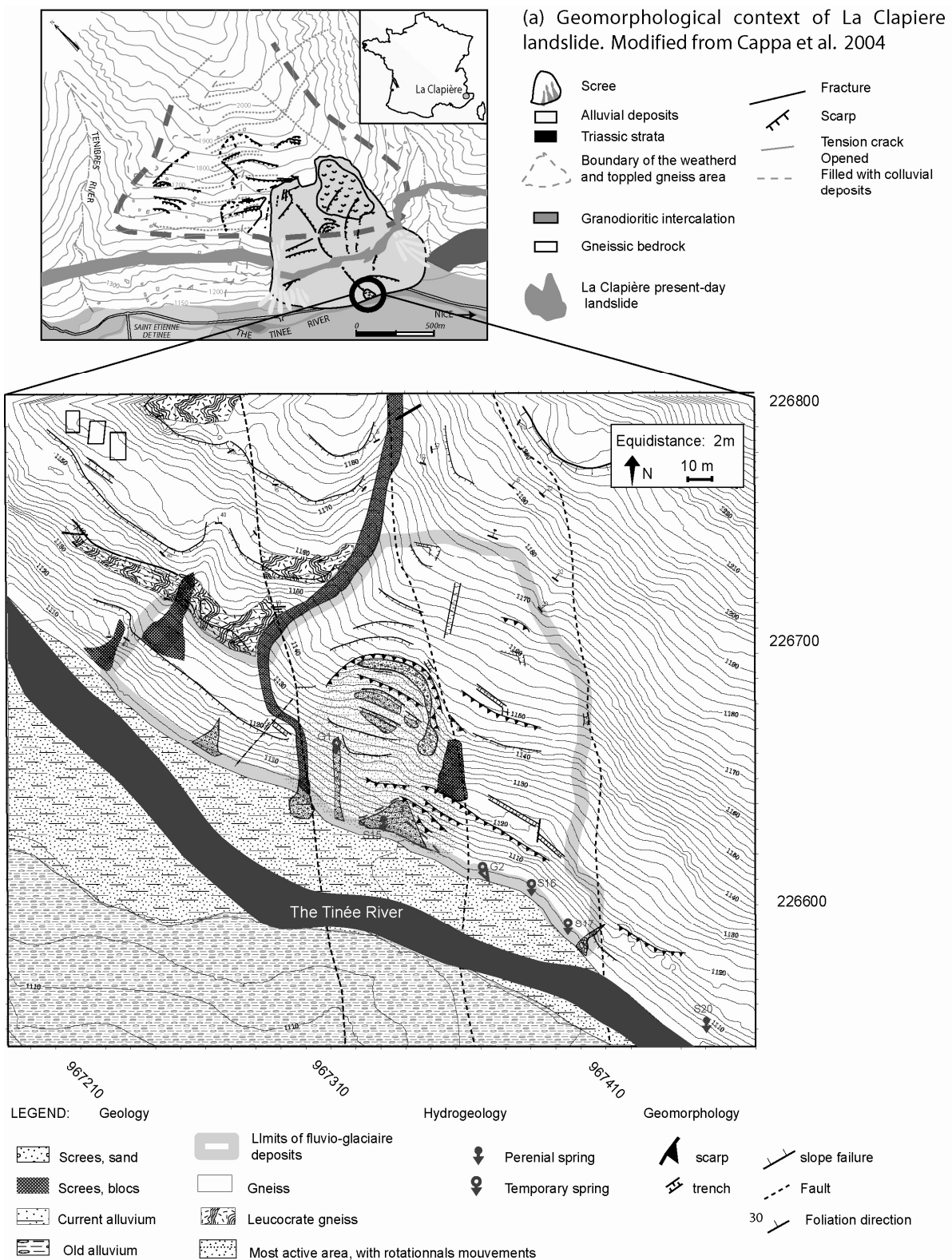
This geometry with a perched watertable and a spring at the foot of the landslide is similar to the observations carried out on a regional scale (Guglielmi et al., 2002).

The interest of the studied zone is then, to present at reduced scale, some mechanisms similar to those existing on a large scale at the La Clapière landslide level (Cappa et al., 2004); namely a toppling zone strongly fractured and highly draining.

In the case of the secondary landslide, the toppling movement affecting the gneissic substratum is confirmed by the displacement measurements taken during a one year period on this landslide (Binet et al., 2004, Binet, 2006). Toppling was not observed in surface because of the contrasting tills granular mechanical behaviour that leads to a more diffuse deformation.

However, the origin of the deformation is different for the two movements:

- in the case of the entire La Clapière landslide, it is the consequence of generalized slope deformation on a long time scale (Bigot Cormier et al. 2005),
- In the case of the encased slip, it is the result of the deformation induced during the overall movement of the La Clapière landslide on a much more reduced time scale (Binet et al., 2004).



(b) Geomorphological and hydrogeological context of the landslide toes

Figure 107: Localisation and topography of the La Clapière landslide (a) and detailed map of the studied secondary encased landslide (b) in the slope toe (from Lebourg et al. 2005)

3.3 Experimental protocol: method and processing

The studied site was also selected because of its relatively small size. This slide is sufficiently significant not to be a simple superficial landslide but to reflect larger scale mechanisms. It is therefore sufficiently small for us to be able to place a large number of sensors and measurement devices relatively easily (Figure 108).

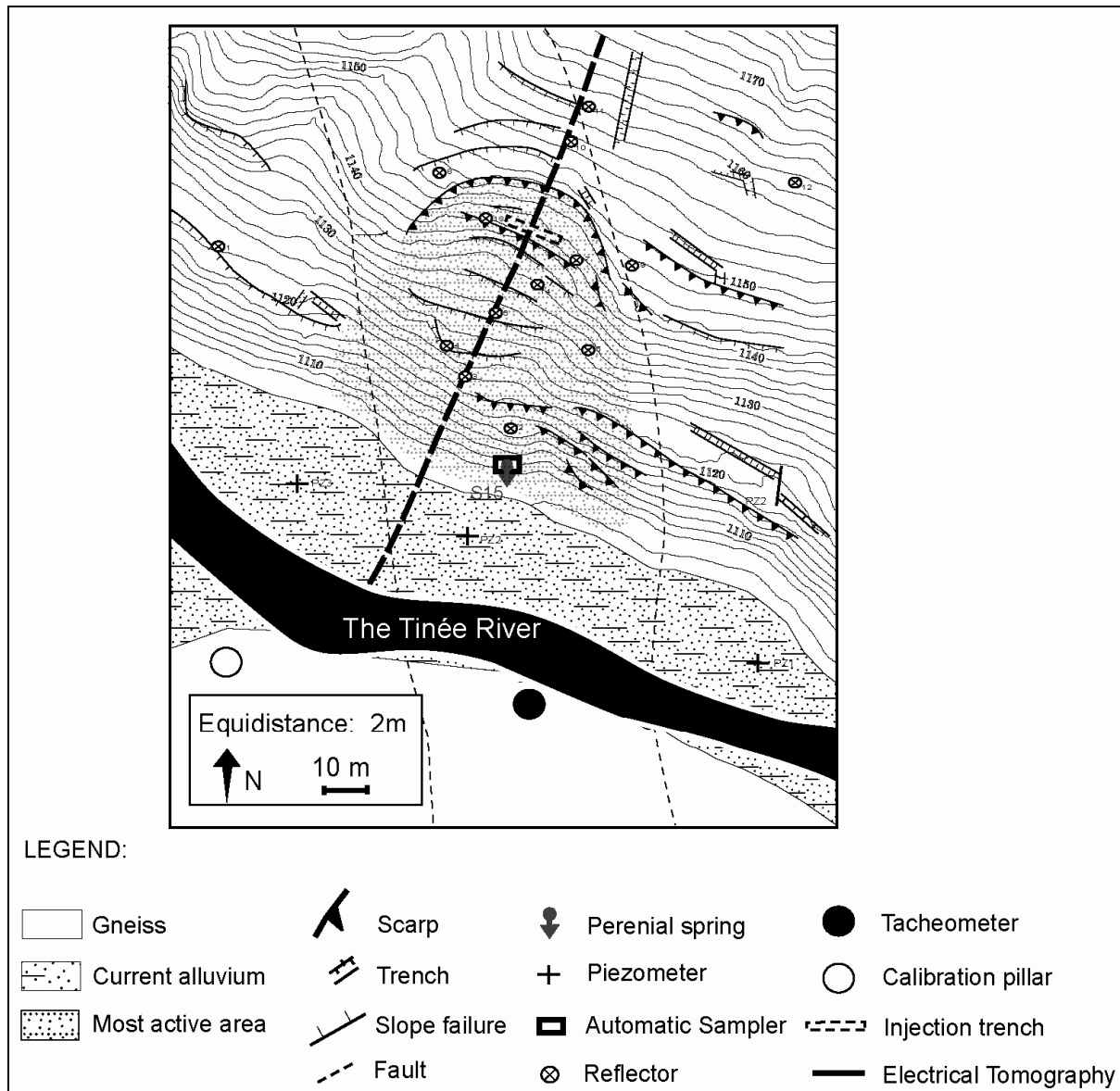


Figure 108: localisation on the secondary landslide of the geophysical survey array (141 m), the hydrological acquisition device and the tacheometric sensors used for the injection experiment.

3.3.1 Injection protocol :

The choice of the injection zone on the principal sliding surface was done with the objective of testing the permeability of principal fractures, and to inject water into the slipped mass. We dug a 4 meters length trench 1 m wide and 1m high. The pumping tests were carried out outside the slipped zone in order to not chemically pollute the site with the Tinée river water.

The height of the injection zone is 43 meters above the Tinée River and the constant flow of 2.23 l/s \pm 0.15. The injection lasted 5 hours.

3.3.2 Hydrological acquisition dispositive

Temporal monitoring of the spring response to the injection (S15, Figure 108) draining the landslide foot allows a study of the hydrogeologic characteristics of the slope. At the time of the injection there is no sign of the presence of a perched watertable (prolonged low water level). The flow was manually measured once per hour at all the water exit points (S15, S16, S17, Figure 108) present at the foot of the slope in order to do a hydrological statement. All the data are presented in Binet et al., (2006). An artificial tracing was carried out, simultaneously with the water injection (2.23 l/s during 5 hours) in the main trench of the landslide. 150 grams of fluorescein were injected into the first fifteen minutes of the injection (from 9h30mn to 9h45mn). Monitoring of the water fluorescein concentration was then carried out. The calculation of the restored fluorescein flow as well as the fluorescein restitution curve through time yields information about the transportation of water in this slope (channelled flow, diffuse, response time...). These measurements were carried out at the Besançon laboratory with a luminescence spectrometer LS30 from Perkin Elmer. Results and interpretations will be discussed in the following sections.

3.3.3 Geophysical acquisition, calibration and processing

We installed a line of 48 electrodes (profile), with 3 m spacing between each electrode, within the landslide (Figure 108) in a longitudinal arrangement (from top to bottom). The profile has an overall length of 141 m. The 2D resistivity data were recorded using the Syscal R1 Plus imaging system (IRIS Instrument). The transept installation required some modifications compared to traditional profiles because we are on a mass whose movement can be significant; indeed we systematically left 1 meter of free cable between each electrode in order to prevent possible differential movements. The type of selected survey takes into account several geometrical and temporal constraints. Indeed, the grid must be sufficiently precise in order to image the structures correctly; it must also be sufficiently deep to exceed the sliding surface, estimated to be at a depth of between 20 and 30 meters (Lebourg et al., 2005). Coupling accurate measurement and a sufficient investigation depth imply a significant number of measurements. Moreover, carrying out a great number of measurements takes time, hence electrical properties of the slope may fluctuate between the first and last acquisition of a profile. In order to satisfy those requirements, we carried out a pole-dipole survey using 48 electrodes plus an injection pole and we have limited the duration of acquisition to 30mn, which corresponds to a maximum of 768 measurements. The measurement density is stronger in the higher part of the profile (3 m horizontal resolution, 1 m vertical resolution down to 15 m depth and 2 m vertical resolution from 15 m to 41 m depth) in order to reach the best precision of surface water circulation

The measurement sequences were made in the downstream direction so that the start of each profile is carried out in the injection zone.

The installation of the profile was made 2 months before the beginning of the injection to determine the most hydraulically stable period to begin the injection and to acquire a basic profile as stable as possible.

3.3.3.1 Resistivity calibration

The interpretation of electrical tomography profiles in terms of presence or absence of water requires an evaluation and calibration of resistivity values directly on rock samples. Our measurements give us the following indications:

- Morainic formations (dry or without water) characterised by large resistivity variability (from about 200 $\Omega.m$ to 3 000 $\Omega.m$). We observe a strong correlation between water content and measured resistivities. With increasing water content, resistivities decreases strongly and are systematically lower than 100 $\Omega.m$,
- The gneissic substratum is characterised by high resistivity values (higher than 3 000 $\Omega.m$). The weathered zones of this formation show lower resistivity: (1) 200 $\Omega.m$ for saturated weathered gneisses and (2) around 3 000 $\Omega.m$. for dry weathered gneisses.

3.3.3.2 Data processing

The field data depicted as contoured pseudoresistivity sections (Edwards 1977, Griffiths and Barker, 1993), were inverted using the software RES_{2D}INV written by Loke (1997).

In order to limit as much as possible the error related to the inversion of the electric tomography data, we carried out the same treatment for each batch of gathered data:

- Each data whose resistivity exceeds 7 000 $\Omega.m$ (maximum resistivity measured on samples) and each data including a non negligible factor of quality is systematically withdrawn from all the data files before inversion,
- The inversion is carried out with the same parameters for each profile,
- The profiles are recorded at the end of 4 iterations in order to guarantee the quality of the measurements.

A total of 14 electrical profiles were performed during this study. Only 5 of them were selected in order to reach the best measurements and quality of interpretations (Table 12). We also selected those because they correspond to the significant periods of slope response to the injection: profiles 1 (Pd1) and 3 (Pd3) (during the injection) and the post-injection profiles 8 (Pd8) and 9 (Pd9).

Profile	Pd ₀	Pd ₁	Pd ₃	Pd ₈	Pd ₉
Date/hour	19/07 12h50	20/07 10h39	20/07 13h23	21/07 11h15	21/07 15h50
RMS	9.4%	9.6%	2.2%	9.4%	6.2%

Table 12 : selected geophysical survey profiles (see figure 108, 110, 111)

3.3.4 Geodetic monitoring dispositive.

The routine tacheometrical follow-up of secondary landslide has now existed for more than one year (Binet et al., 2004). We thus used and supplemented the devices already in places (14 targets, Figure 108) in order to follow the deformations which the water injection could have induced. Two concrete pillars were built on an alluvial terrace of the southwest bank Tinée river, to be used as station. Measurements are taken from one of them (Figure 108). For the calibration, the second concrete pillar is installed on the alluvia considered as stable. One carries out an indirect levelling on short ranges: 150 m of distance. The traditional corrections are applied for the data processing (Milles and Lagofun, 1999). The absolute precision of taken measurements and the effectiveness of the corrections are tested on the reference target. During the week of the experience, after corrections of atmospheric changes and calibrations, the precision reach by the geodetic system correspond in ± 0.2 mm with 100 m for a measurement in x and y and ± 0.5 mm in altitude.

3.4 Results

3.4.1 Hydrological results

3.4.1.1 Injected volume, transit time and refund rate

The water injection on the summit escarpment of the slide lasted 288 mn by maintaining a constant flow of $2,23 \pm 0.15$ l/s. Total volume injected is thus $38,6 \pm 2,6$ m³. The transit time between the beginning of the injection and the water arrival to the S15 is 78 mn. In the same way, we observe, from flow measurements that the spring recovers the initial flow rate 140 mn after stopping the pump (Figure 109). Flow measurements on S15 allow recovering 11.6 m³ of injected water, which correspond to 30% of the injected water. In the same way, part of the water injected is arisen by various discharge system of very low flow while another part could be lost in the Tinée alluvia.

The course of part of the water injected on the surface remained very shallow since it is arisen twice in the landslide, on the level of each great wrenching, to lose a few meters further in the following sliding surface. The slope water was thus drained by zones of high permeability contrasts corresponding to the sliding surfaces. The sliding surfaces play the role of drains with a fast transfer of water injected.

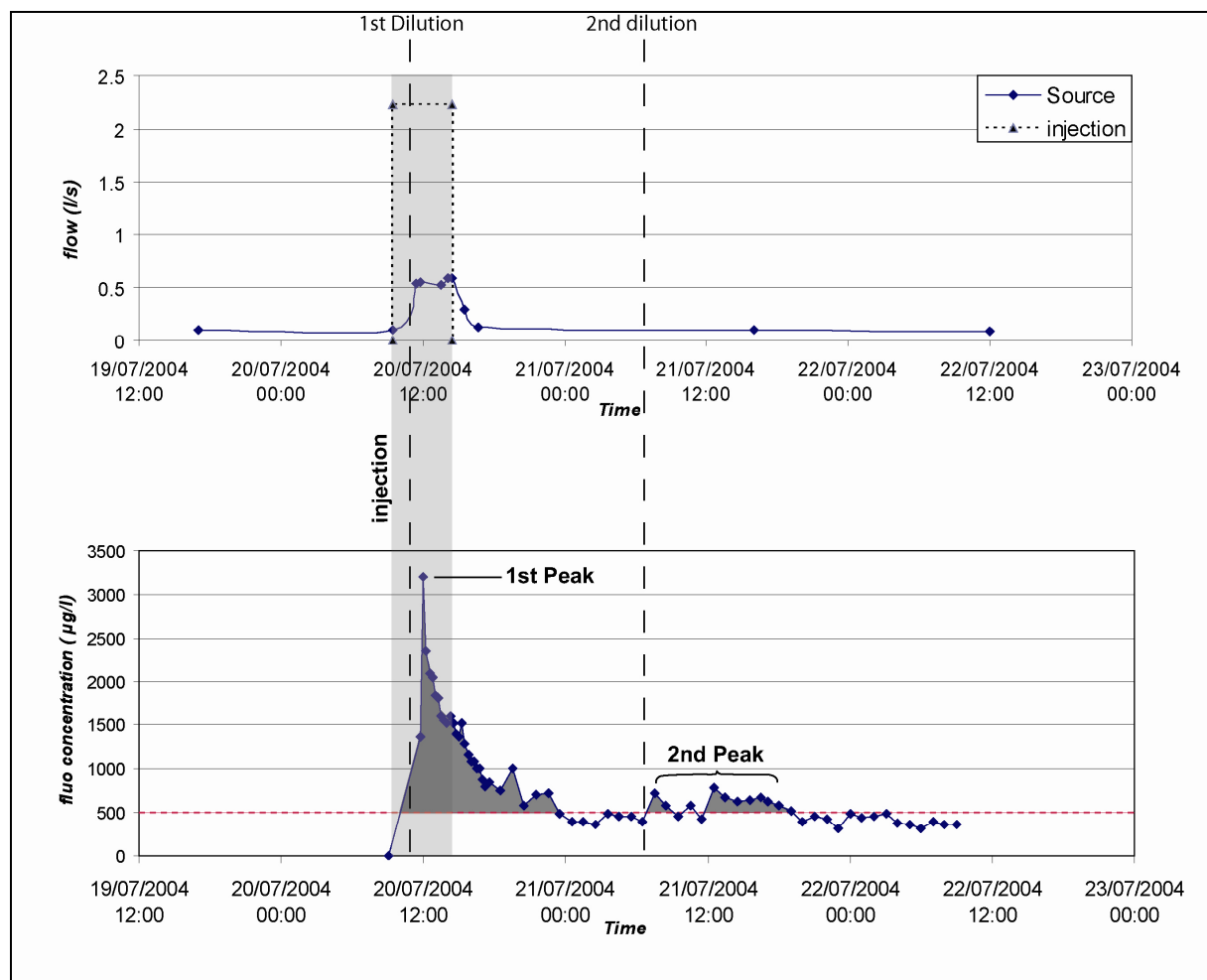


Figure 109: hydrological data obtained on S15 (see figure 108). First graph present the injected and recovered water flow, 30% of the injected flow exits in S15. Second graph shows the evolution of fluorescein concentration with 2 out of line dilution peaks (>500 µg/l – strong grey mark). The injection duration is highlighted by the smooth grey mark.

3.4.1.2 Fluorescein concentration

Fluorescein was injected during the first 15 minutes in order to track the first part of the water injection. The recovery rate of S15 was about 15% of the total 30% recovered injected water for all the springs (Figure 109). This rate is weak compared to the covered distance (about 100 m); it can be explained by the complexity of the sliding surface and by the many points of injection/reinjection observed on the ground. Nevertheless, we observe a fast and synchronous fluorescein response to the increase in the spring flow. The concentration firstly increased to 3 200 $\mu\text{g/l}$ in 1h30 mn, then decreased to values lower than 500 $\mu\text{g/l}$ in 12 hours, this shape of the fluorescein curve is characteristic of a preferential drainage (Miyazaki, 1993). In this granular material, the water drain is interpreted as the sliding surface, which confirms the observations of the flows.

On the second part of the curve, we observe a significant variation (300 $\mu\text{g/l}$) which corresponds to the delayed arrival of the tracer. The moraine matrix is relatively permeable; part of the water can infiltrate under the slipped zone and join the water of the fractures underneath (deep watertable). This second circulation is supported by the presence of fluorescein in piezometer 1 (Figure 108) and validates the link between the slope water and the alluvia.

3.4.1.3 Interpretations

The acquired hydrological data highlights the draining role of the fractures and the sliding surface, even in a relatively permeable material like the fluvio-glacial deposits. The transfer times of water injected within the slide is very short (78 mn) and water pressures very quickly evacuated. However, part of the water was infiltrated under the slip or was stored before joining S15, under the slipped zone. The water which followed this path arrives partly at the source the second day (second restitution peak, Figure 109) or passes directly in the Tinée alluvia (piezometer 1).

The next part of this paper describes evidence for the existence of these two underground flowpaths (double fluorescein peak, figure 109); and the visualization of the ground water distribution by electrical tomography in order to locate the escapes or storage zones of water in this slope.

3.4.2 Temporal geophysical response of slope

3.4.2.1 Electrical tomography results

The first profile Pd_0 (Figure 110a), performed before the injection, is taken as the reference profile. Figure 110b represents the geometric accuracy of the inverted profiles after calculation.

This profile can be broken into three distinct zones (Figure 110a):

- Zone 1: have resistivity values higher than 500 $\Omega\cdot\text{m}$. This zone is characterized by substratum outcrops and slipped fluvio-glacial material,
- Zone 2 : has a highly variable resistivities between 40 $\Omega\cdot\text{m}$ and 500 $\Omega\cdot\text{m}$. This is the signature of a saturated zone in the form of a perched watertable including weathered gneisses and fluvio-glacial deposits which can only be distinguished by the surface geological mapping (Lebourg et al., 2005). The discharge system of this watertable is marked by S15,
- Zone 3 : have resistivity values higher than 500 $\Omega\cdot\text{m}$ interpreted from geological observations to be the gneissic substratum. (Lebourg et al., 2003, Jomard et al., 2005)

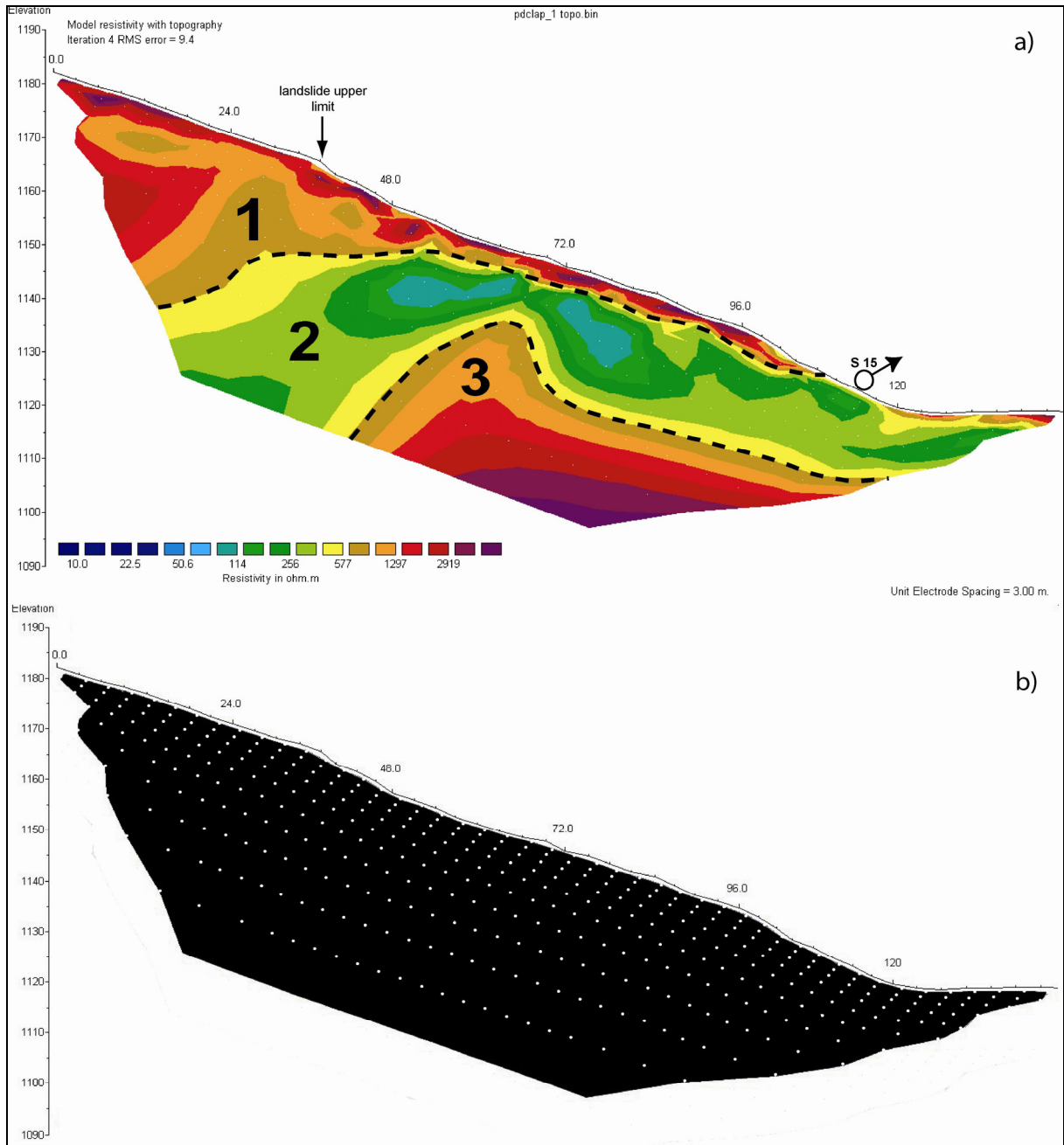


Figure 110: (a) Reference profile made before the injection. Zones 1 and 3 correspond to unsaturated zones and zone 2 to a perched saturated zone with an exit point on S 15. (b) Localisation of inversion blocks edges for all the acquired profiles (note that a block can contain several measurement points). It shows the geometric accuracy evolution of inverted profiles with depth increase.

In order to quantify and observe the consecutive variations of resistivity to the water injection, we propose to show results in the form of inversed matrices subtraction (Figure 111) where X and Y are the coordinates of the measurement points on the profile, ρ the associated resistivity value, t the acquisition hours and $\Delta t = t_1 - t_2$ (Eq 1).

Eq 1 :

$$[X, Y, \rho]_{t_1} - [X, Y, \rho]_{t_2} = [X, Y, \rho]_{\Delta t}$$

This representation has the advantage of showing in a simple way the positive or negative variations of resistivity.

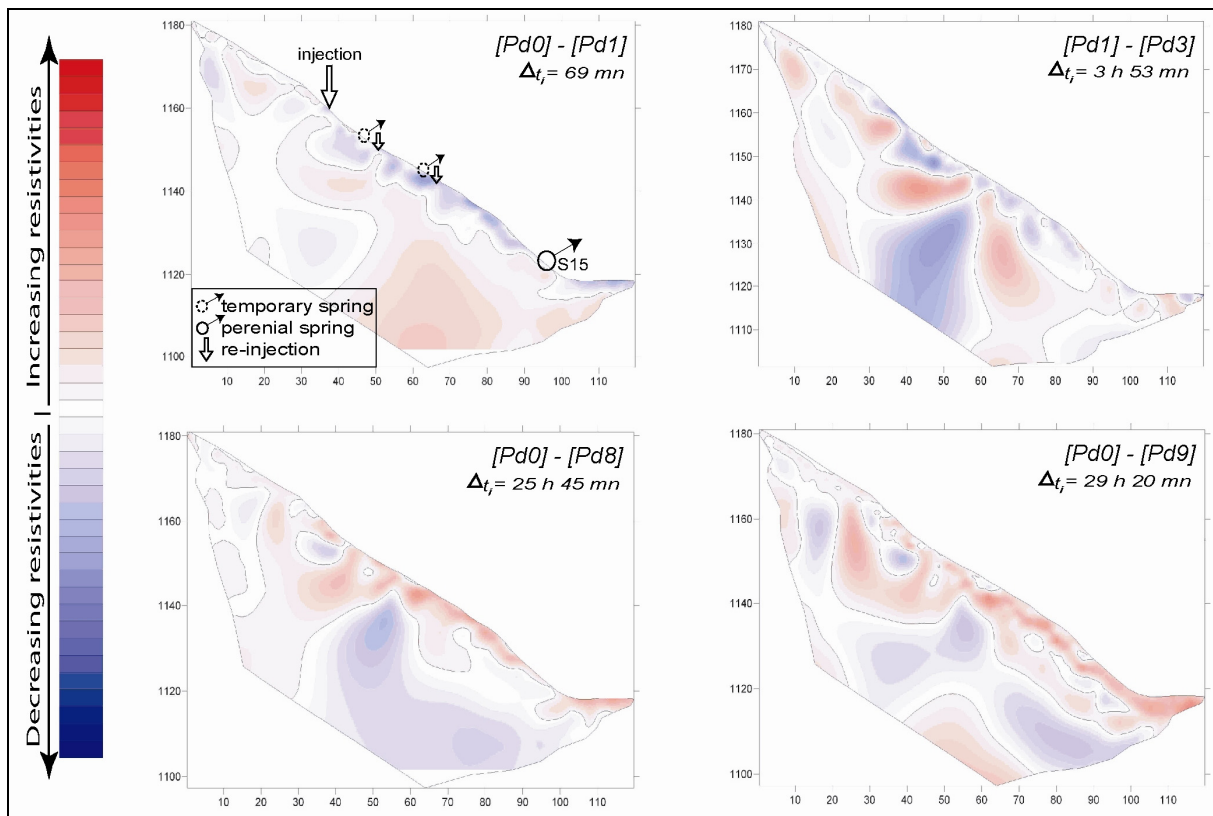


Figure 111: inverted matrices subtraction of selected profiles (see table 12). Δt_i is the elapsed time between the acquired profile and the injection start. Red parts correspond to a relative increasing resistivity and blue part to a relative resistivity decrease (water flow path). No dimension or value is given because of the different relative resistivity response of geological formations to the water solicitation.

- The subtraction of the Pd1 profile to the reference profile Pd0 presents the evolution of the resistivities 1h after the beginning of the injection. The volume of infiltrated water at this moment is approximately 8 m^3 . Ground observations and hydrological measurements show that the injected water is already flowing to the slope base (flow increase of S15 and fluorescein peak). Saturation zones are clearly defined in the upper part of the profile and confined to the sliding area. The thickness of these does not exceed 15 meters. The drainage is superficial and effective implying the presence of a succession of strong permeability contrast surfaces. The correlation of water springs with the mapped sliding surfaces shows that the drainage is done through the slip surfaces. The assumption of the simple rotational slip is thus not valid (Lebourg et al. 2005). A more complex sliding surface geometry where the water exits on sliding surfaces toe and re-injects on sliding surfaces head (Figure 110, Figure 111) should be considered.

The correlation with the profiles subtraction results is very good and allows the quality validation of the profiles carried out.

- The subtraction of the Pd3 profile to the basic profile Pd1 yields the evolution of resistivities starting from the acquisition of the first profile. We find the same characteristics of superficial drainage with an increase of the medium saturation characterized by a continuous decrease of the resistivities.

This profile also shows a localised strong fall of resistivity towards the depth resulting in the loss of part of the water injected. This indicates a vertical variation of the permeability which could be associated to a geological discontinuity.

- The subtraction of the Pd8 profile to the basic profile Pd0 yields the evolution of the resistivities one day after the end of the injection. The flow of S15 returned to the normal and the profile shows, by an increase of resistivities, that the superficial saturation is finished. However, in-depth saturation, although less significant, is always present and tends to be diffused towards the downstream side. Indeed, this diffusion corresponds to the second fluorescein increase observed the day after the injection to S15. Water is diffused by gravity and mixes with the watertable feeding S15 without increasing the flow.
- Subtraction of the Pd9 profile to the basic profile Pd0 presents the final evolution of the water injected dissipation within the lower saturated zone.

3.4.2.2 Interpretations

Geophysical tomography is used to follow the two flows highlighted by hydrological measurements through time. The surface flow is done in a section not exceeding 10m thickness. Water accumulations are significant on re-injection and exit points observed on the ground during the experiment. These zones correspond to the sliding surfaces of the landslide. The increase in superficial saturation through time is followed by an in-depth loss of injected water. While the surface zone is quickly drained by the sliding surface, the water infiltrated towards the depth is spread slowly, by gravity, in the deep watertable (deeper than 20 m).

3.5 Discussion and conclusion

The hydrogeophysical acquisition provides coherent information, by acquisition and correlation of two complementary signals, about the draining properties of the unstable rock mass in space and time. With this hydrogeophysical approach, we highlighted information on the geometry and the dynamics of the slip.

- The first highlighted structure is the failure slip surface; this surface guides the flow of the injected water. This sliding surface is at maximum ten meters depth, is not continuous and appeared as a succession of upstream failure surfaces (Figure 112). These results are not in agreement with those published by Lebourg et al. (2005) which suggested the presence of a continuous sliding surface between 20 and 30 meters depth in the case of a simple rotational landslide. According to our observations and measurements (Figure 110, figure 111), Lebourg et al. (2005) should have imaged the deep watertable present within the slope. However, the presence of an existing shrouding continuous failure is not excluded (Figure 112) but the obtained single fluorescein peak (Figure 109) and the correlation of accurate geophysical data (Figure 111) with surface observations argue against its existence

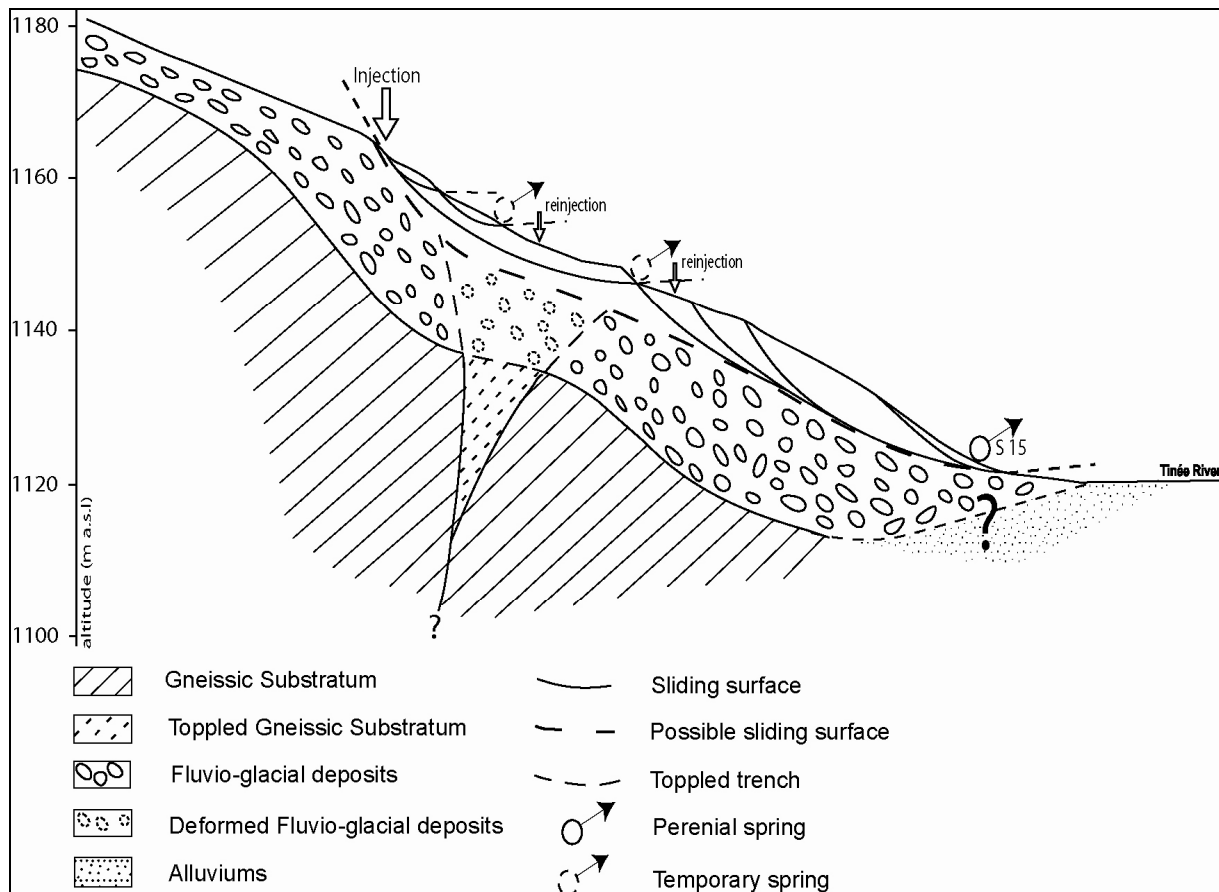


Figure 112: Conceptual sketch of slope geometry after geological and hydrogeophysical interpretation. The landslide occurred within the glacial deposits. The movement is controlled by basement toppling (Binet et al. 2004, Binet 2006) which imply a diffuse deformation in tills.

- The in-depth loss of water, observed by tomography and leading to the second fluorescein peak implies the presence of a lower permeability zone towards the depth. Surface observations and tacheometrical measurements (Binet et al., 2004, Binet, 2006) demonstrate the presence of toppled trenches within the gneissic bedrock perpendicular to the line of greater slope (Figure 112). Those toppled structures could be at the origin of the studied slip (Binet et al., 2004, Binet, 2006). These trenches are also observed on a large scale on the whole of the slope of La Clapière giving the mobilised rock formations much more permeable by creation of pores and open fractures (Cappa et al., 2004). This permeability increase due to the formation of trenches can explain the rather fast in-depth loss of water, its temporary storage and its slow diffusion by gravity in the deep watertable.

From the flows dynamics point of view and its possible relationship to the actuation of the slipped mass:

- The injection shows that failure surfaces are used as draining surfaces and then as short-cut for the deep watertable alimentation. Indeed, 30% of injected water was quickly drained by S15. 70 % of remaining water was thus shared between the other discharge system S16-S17, the alluvia (piezomètres 1-2-3) and the mix within the deep watertable. This mix, not leading to an increasing flow to S15 (Figure 109) can thus represent only one relatively low infiltrated volume. Superficial infiltrations, short-cut by surface fractures and the sliding surface, thus do not seem to allow the increase of the deep watertable level.

- We have tried through this experiment to induce a movement of the landslide in order to quantify the contribution of water and thus the slope saturation necessary to its actuation. But the tacheometrical follow-up carried out during the injection was not able to detect a

movement on any of the 14 targets laid out on the slope. The only recorded movement, following the slope axis, maximum 0.0129 m on target 11 which is situated outside the landslide, corresponds to the daily average movement of the La Clapière Landslide (Folacci, 1999). The injected water on the failure surface of the landslide was drained too fast to cause a sufficient pore water pressures increase in the slope and thus, to allow a perceptible acceleration of this landslide.

This injection experiment indicates that the water flowing on the sliding surface cannot be the cause of a movement of the slipped mass in the short term.

Which conditions could be at the origin of accelerations and movement of the landslide?

- In the short term: movements consecutive to moderate rain events cannot be caused by the water drained on the sliding surfaces. Thus, the origin of these movements must be the consecutive overloading due to water infiltration in the slipped volume. Indeed, taking into account the landslide surface ($< 2\,500\text{ m}^2$) and mean precipitations values of 10 mm/m^2 (Cappa et al., 2004) the volume of water reaching the landslide surface will not exceed 25 m^3 . With an estimated permeability of the geological material of $1.9 \cdot 10^{-5}\text{ m/s}$ (Binet et al., 2006) and without taking into account the average slope angle, the duration of the rain and the evapo-perspiration, the infiltrated water and then the consecutive overload should not exceed 17 m^3 . In the same way, the water stored in the landslide during the injection before recovering the first flow on S15 is about $10,4\text{ m}^3$ (2.23 l/s during 78mn). The volumes and the consecutive overload in both cases (injection and precipitations) are comparable. As any movement was recorded by the geodetic monitoring, the overload consecutive to a moderate rain event on the studied landslide doesn't seem to be able to lead to a movement, in the case of the already existing landslide.

- In the medium term: exceptional precipitations on long periods (up to 200 mm/m^2 in one hour were recorded during the millennial flood of the Var in 1994) or more probably the water felt in the overall slope and drained in depth by fractures and faults (Lebourg et al., 2005) in rising periods (snow melt or rains onto the massif), will represent volumes definitely more significant. Those volumes could be at the origin of more significant overloads in one hand and of the increase of the deep watertable in the other hand, both could participate to the actuation of the landslide. Those mechanisms also characterize the reaction of the overall slope of La Clapière (Cappa et al., 2004).

The renewal of this hydrogeophysical experiment in high level period of the deep watertable or by sprinkling on the slipped volume coupling numerical stability models will be a next stage with an aim of answering the assumptions that this injection will have enabled us to advance.

CONCLUSION GENERALE

Ce travail s'inscrit dans une problématique générale de la compréhension des processus d'origine gravitaire dans les chaînes de montagne. Le sujet est abordé par l'investigation et la comparaison à différents niveaux d'échelle des instabilités de versant au travers de la partie occidentale du massif de l'Argentera-Mercantour.

Bien que la zone d'étude présente de nombreux signes d'instabilité, ces instabilités ont été traitées comme des objets épars sans que des liens ne soient établis entre elles dans les études antérieures dont quelques grands mouvements de versants (Clapière, Malbosc, Pra...) ont fait l'objet.

Dans le cadre de cette thèse financée par le conseil régional en collaboration avec les services RTM de Nice, nous nous sommes focalisés dans un premier temps sur la reconnaissance et la cartographie des mouvements gravitaires rocheux.

Cette cartographie montre que de nombreuses pentes sont affectées par des morphologies gravitaires associées aux DSGSD (Deep Seated Gravitational Slope Deformation). Ces zones de déformation majeures sont le lieu préférentiel du développement de glissements rocheux profonds localisés et ponctuels comme celui de la Clapière et connu sous le nom de DSL (Deep seated Landslides).

Sur la base de ce constat nous avons voulu, dans un deuxième temps, rechercher les liens spatiaux et temporels existant entre les phénomènes de déformation globaux (DSGSD) et la présence d'accidents gravitaires (DSL) locaux.

Quels sont les causes et les liens existant entre ces deux types de déstabilisations gravitaires ?

A partir d'une analyse fine des objets géologiques et du contexte dynamique de la région étudiée, notre première approche a été de mettre en évidence les marqueurs morphologiques spatiaux et temporels de ces déformations dans le but d'en caractériser les origines.

Cette région alpine présente une morphologie actuelle profondément façonnée par la dernière glaciation et l'érosion qui en résulte. Nous avons mis en évidence de nombreux marqueurs de calage temporel pour dater relativement les morphologies gravitaires. Toutefois, l'analyse qui en découle n'est globalement valable que pour les 20 000 dernières années. De cette analyse corrélatrice nous avons dégagé plusieurs points importants dans la compréhension de la cinématique des mouvements gravitaires de type DSGSD et DSL :

- Les DSGSD évoluent sur une période supérieure à 20 000 ans alors que les versants affectés par des DSL évoluent sur des périodes de temps de l'ordre de 10 000 ans,
- Les déformations de type DSGSD montrent un fort ralentissement de leur activité depuis environ 8 000 ans. Seules les parties sommitales présentent encore des signes d'activité alors que l'augmentation des pentes consécutive à l'incision glaciaire contribue au basculement de colonnes de roches et à la localisation de ruptures de types DSL,
- Il n'existe pas de trace franche de l'influence de paramètres externes (climatiques, sismiques...) dans l'activité gravitaire pour les 10 000 dernières années. La déformation est continue et ne présente pas d'accélération attribuable à l'occurrence d'événements connus,
- Le seul contrôle de la topographie n'est pas suffisant pour expliquer la localisation des mouvements de versant et en particulier l'orientation des structures les caractérisant.

Ce dernier point nous a conduit à dépasser le cadre des vallées et de la topographie actuelle pour caractériser ce qui ne pouvait plus être qu'un contrôle structural, autrement dit un contrôle d'échelle supérieure. Nous avons donc comparé les résultats de l'analyse gravitaire avec les structures et l'évolution tectonique récente du massif de l'Argentera-Mercantour. Les résultats de cette analyse comparative permettent de mettre en évidence que:

- Les déformations gravitaires sont distribuées le long d'axes structuraux hérités du massif respectivement orientés N060-080°E ; N110-140°E ; N010-030°E,
- Le couplage entre structure et topographie détermine l'extension, la géométrie et le développement des mouvements gravitaires,
- Il y a une corrélation temporelle entre les derniers indices d'activité tectonique d'exhumation du massif et l'atténuation de l'activité des DSGSD depuis 20 000 ans.

Cette corrélation suggère que l'activité gravitaire à grande échelle est directement liée à l'activité tectonique du massif. Elle permet ainsi d'émettre l'hypothèse de l'atténuation de la dénudation du massif sur une période de 20 000 ans. Cette atténuation laisse place à des déformations majoritairement contrôlées par la gravité et limitées aux parties inférieures et supérieures des versants.

Le modèle suivant (Figure 113) est donc suggéré en tenant compte à la fois des contraintes géométriques, dynamiques et chronologiques obtenues dans le massif de l'Argentera-Mercantour

- Les étapes 1 et 2 représentent une déformation long terme distribuée selon les axes structuraux du massif. Une tectonique gravitaire superficielle accommode les déplacements le long d'un chevauchement crustal aveugle jusqu'à 10 000 ans. Une telle déformation conduit à des aggravations locales sous la forme de DSGSD affectant les versants des crêtes aux vallées et en fonction de la relation entre structure interne et topographie,
- De l'étape 2 à l'étape 3: une décroissance au cours du temps de l'activité tectonique peut être associée avec une baisse de l'intensité de la déformation sur les versants,
- A l'étape 3, les évidences morphologiques d'une déformation globale ne sont plus perceptibles. Un basculement superficiel dans la partie inférieure des versants correspond à l'accentuation de la pente consécutive à l'incision glaciaire et/ou au relâchement localisé des contraintes accumulées lors de la glaciation. Cela se corrèle bien avec les modèles numériques qui montrent une déformation très localisée autour des zones de fontes des glaciers (Agliardi et al., 2001, Eberhardt et al., 2004),
- L'étape 4 représente l'évolution gravitaire et la dégradation mécanique consécutive des pieds de versants conduisant à la localisation de DSL. Les déplacements de volumes en base de versants contribuent à la réorganisation des contraintes en périphérie des crêtes et

donc à la réactivation actuelle de structures pré-existantes. Ce dernier point nécessitera des tests avec des modèles numériques.

L'évolution des étapes 1-2 aux étapes 3-4 correspond à la transition entre un contrôle des déformations gravitaires par une activité tectonique profonde, vers un contrôle strictement gravitaire des déformations superficielles.

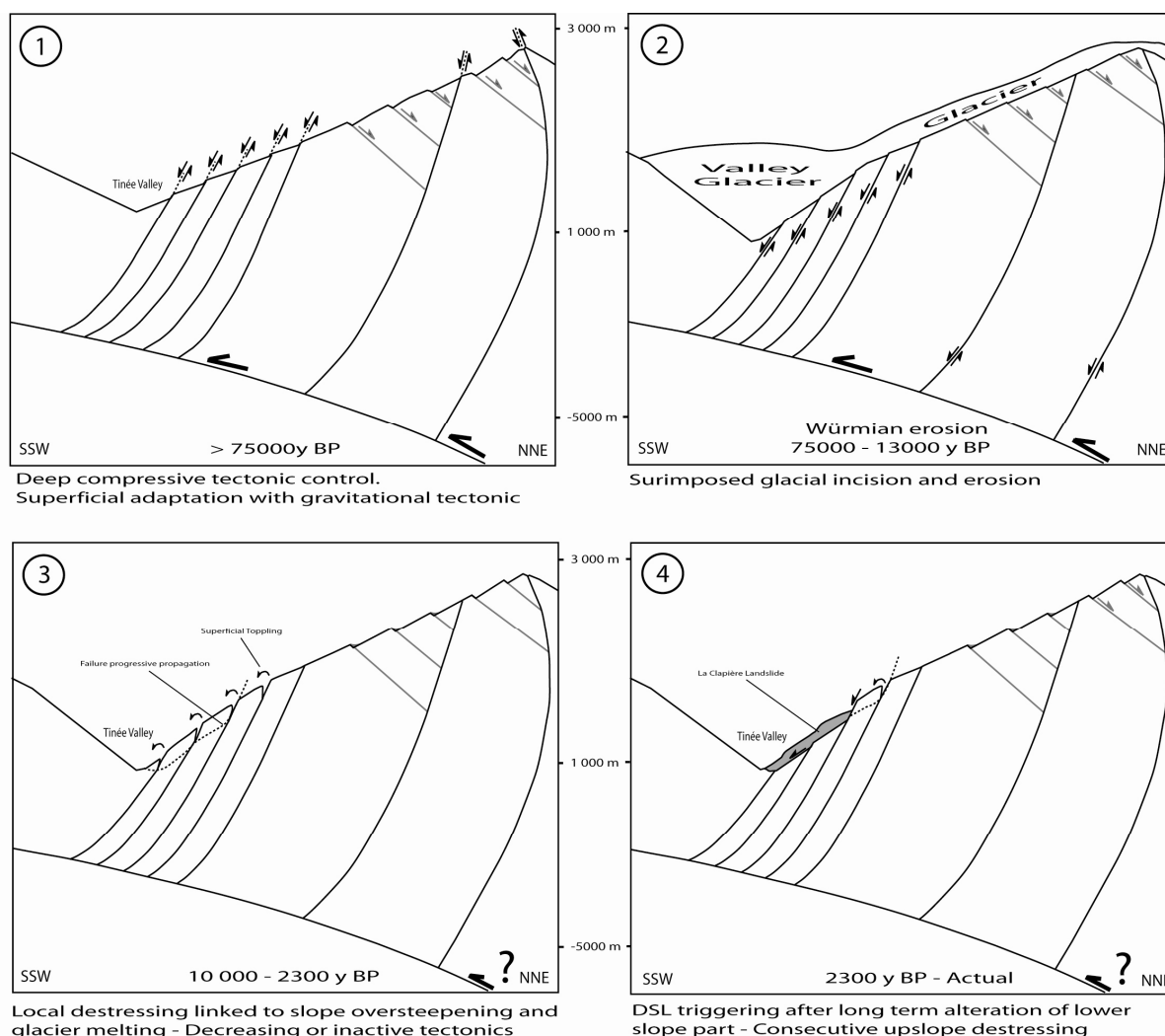


Figure 113: Modèle d'évolution des versants prenant pour exemple la structure du DSGSD de Colle-Longue, le DSL de La Clapière et tenant compte des contraintes morphologiques et temporelles.

En conclusion, on constate qu'il existe un lien dans l'espace entre les deux échelles de mouvements gravitaires que sont les DSGSD et DSL. Ce lien est essentiellement un contrôle relié à la structure du massif. Il existe également une continuité temporelle entre les deux phénomènes qui montre que les facteurs guidant les versants vers la déstabilisation sont différents mais liés ; en cela, les mouvements gravitaires doivent être considérés comme des indices forts de l'évolution d'une chaîne de montagnes, notamment dans le cas des zones de faible sismicité/activité.

Nous avons donc abouti à un modèle d'évolution de versants que nous avons appliqué au versant de Colle-Longue et plus particulièrement au glissement de la Clapière.

Ce modèle de déformation du versant de La Clapière explique l'évolution des bases de versants pré-déformés et pré-fracturés. Il n'explique cependant pas la localisation latérale de DSL à des endroits précis et donc la raison pour laquelle certaines zones présentent une maturation accélérée.

La question de la localisation des DSL est abordée au travers de l'étude du glissement de La Clapière, observatoire privilégié depuis 20 ans des mouvements de versant rocheux.

L'analyse morphologique des déformations post-ruptures couplée à une analyse structurale montre que le glissement de la Clapière se trouve à la confluence de deux systèmes de fracturation hérités et remobilisés (N110-140°E et N00-030°E) découpant le versant et guidant la rupture. La répartition spatiale des DSL s'explique principalement par l'accroissement d'hétérogénéités structurales dans les versants et leurs interactions.

En l'absence de forages et de données sur les structures profondes du versant permettant de confirmer et raffiner son modèle géométrique, nous avons testé, calibré et appliqué la méthode de tomographie électrique 2D sur ce glissement. Outre la démonstration de l'applicabilité de la méthode sur des mouvements gravitaires rocheux profonds, nous avons pu mettre en évidence et imager les structures à grande échelle qui guident les déformations.

Nous avons également constaté grâce aux contrastes de résistivité que certaines de ces structures géologiques et gravitaires étaient aussi des drains naturels d'eau à grande échelle. Il est clair que parmi les facteurs participant activement aux processus de déstabilisation, l'eau tient un rôle prépondérant. Nous avons donc axé une partie de notre recherche sur la variabilité spatiale et temporelle de l'eau dans des massifs rocheux fracturés. De par les limites logistiques inhérentes à l'utilisation de la prospection électrique, nous avons focalisé notre analyse sur un glissement superficiel emboîté au pied de celui de La Clapière.

Le pied du glissement de la Clapière présente en effet l'avantage de suivre un modèle d'évolution morphologique comparable à celui du versant dans sa globalité sur une période de temps très courte. Cette étude a dans un premier temps permis un développement méthodologique de la méthode de tomographie électrique 2D vers son extension en 3D et 4D appliquée à l'étude des glissements de terrain. Dans un deuxième temps nous avons pu évaluer le rôle de la capacité de drainage des structures tectoniques et/ou gravitaires des versants dans le déclenchement d'instabilités superficielles.

Afin de contraindre et discrétiser les parts de l'eau superficielle et de l'eau profonde dans la saturation et donc la déstabilisation de la zone d'étude, deux expériences ont été menées. Un premier suivi passif 2D/3D a permis de montrer le rôle des failles drainantes dans l'alimentation des nappes superficielles et la saturation d'un massif, mais aussi d'en caractériser les variations saisonnières. Un second suivi actif avec un contrôle de l'apport d'eau superficielle par un système d'injection utilisant des motopompes montre le rôle drainant de la surface de rupture et des temps de transit courts des eaux de pluies.

Les résultats montrent :

- Que la localisation du glissement superficiel est influencée par des structures comparables à celles ayant permis la localisation du mouvement de la Clapière,
- Que le drainage occasionné par la structuration du versant représente un apport d'eau de premier ordre en comparaison de celui occasionné par les précipitations.

Au terme de ce travail, nous montrons que la répartition d'un grand nombre des mouvements gravitaires présents dans la zone d'étude est soumise à un fort contrôle structural. Ce contrôle s'exprime de différentes façons mais il apparaît de manière générale que l'échelle spatiale des déstabilisations gravitaires qui en résulte est directement proportionnelle à l'échelle temporelle des processus géologiques et morphodynamiques.

Une approche quantitative doit dorénavant être envisagée pour la poursuite de ce travail dans le massif de l'Argentera-Mercantour. En cela, deux paramètres fondamentaux doivent être explorés dans un premier temps :

- La détermination de la géométrie des structures en profondeur. Cette détermination est cruciale pour la quantification des volumes mis en jeu. La méthode de tomographie électrique s'est révélée adaptée dans ce type d'environnement pour des profondeurs d'investigation de l'ordre de 200 m. Il semble toutefois possible d'étendre le système pour atteindre des profondeurs d'environ 500 m. Ces profondeurs sont cependant insuffisantes dans la problématique du raccordement des structures superficielles observées aux structures profondes, en particulier d'échelle crustale. Une approche sismologique, avec le déploiement de réseaux d'acquisition dédiés et suffisamment denses permettraient vraisemblablement de le faire,
- La caractérisation de la vitesse des processus. Ce sont à la fois les processus superficiels et les processus profonds qui doivent être comparés : taux d'érosion et déplacements gravitaires, taux de surrection actuel. Le couplage entre acquisitions géodésiques et datations relatives et absolues semble la réponse actuellement la plus adaptée.

Nous sommes toutefois bien conscient que notre étude est géographiquement restreinte et qu'elle nécessiterait une démarche de comparaison, celle-ci pourrait être menée sous différentes formes :

- Une analyse similaire dans les massifs cristallins externes des Alpes, géologiquement les plus proches de celui de l'Argentera. Les travaux d'Hippolyte et al. (2006) dans le massif de Belledonne, de Persaud et Pfiffner (2004) dans le massif de l'Aar et du Gothard montrent en effet de fortes similitudes avec nos observations,
- Une comparaison avec des massifs où les variables d'érosion (notamment d'origine glaciaire) et d'activités/régimes tectoniques sont différentes. Une telle approche permettrait de mieux discrétiser l'influence relative de l'un ou l'autre de ces paramètres,

Quoi qu'il en soit, notre approche doit être un préliminaire à l'intégration de modèles géométriques nouveaux dans la compréhension de la déformation et de ses conséquences en terme d'érosion, de surrection et enfin de risques dans les chaînes de montagnes.

BIBLIOGRAPHIE

-A-

- Agliardi, F., Crosta, G., Zanchi, A., 2001, Structural constraints on deep-seated slope deformation kinematics: *Engineering geology*, v. 59, p. 83-102.
- Agnesi, V., Camarda, M., Conoscenti, C., Di Maggio, C., Diliberto, I.S., Madonia, P., Rotigliano, E., 2005, A multidisciplinary approach to the evaluation of the mechanism that triggered the Cerda landslide (Sicily, Italy): *Geomorphology*, v. 65, p. 101-116.
- Allison, R. J., A. S. Goudie, and N. J. Cox, 1993, Geotechnical properties of rock masses: their control on slope form and mechanisms of change along the Napier range, Western Australia: *Geomorphology*, v. 8, p. 65-80.
- Ambrosi, C., and G. B. Crosta, 2006, Large sackung along major tectonic features in the Central Italian Alps: *Engineering Geology*, v. 83, p. 183-200.
- Amiri, A., 1973, Contribution à l'étude du rôle de l'eau sur les glissements de terrain: PhD thesis, Université de Grenoble, 142 p.
- Ampferer, O., 1939, Über einige Formen der Bergzerreissung. *Sitzungsber: Akad. Wiss. Wien, Math-Naturwiss Kl. Abt. I*, p. 1-14.
- Ampferer, O., 1940, Zum weiteren Ausbau der Lehre von den Bergzerreißungen: *Sitzgb. Akad. Wiss. Wien, Math-Naturwiss Kl. Abt. I*, v. 149, p. 51-70.
- Antoine, P., 1992, Les problèmes posés par l'instabilité des versants de grande ampleur - Aspects géologiques: *IAEG Bull. Paris*, v. 45, p. 9-24.
- Antoine, P., Giraud, A., Meunier, M., Van Asch, T., 1995, Geological and geotechnical properties of the "Terres Noires" in Southeastern France: Weathering, erosion, solid transport and instability: *Engineering geology*, v. 40, p. 223-234.
- Antoine, P., and Giraud A., 1993, Aide à la reconnaissance des principaux types de mouvements de terrain connu dans les Alpes du Nord, Programme EPOCH, Partie 3, vol n° 2.
- Antoine, P., and Giraud A., 1995, Typologie des mouvements de versants dans un contexte opérationnel: *Bull. IAEG*, v. 51, p. 57-62.
- Argand, E., 1934, La zone pennique. *Guide Géologique de la Suisse*.
- Arnaud-Fassetta, G., Cossart E., and Fort M., 2005, Hydro-geomorphic hazards and impact of man-made structures during the catastrophic flood of June 2000 in the Upper Guil catchment (Queyras, Southern French Alps): *Geomorphology*, v. 66, p. 41-67.
- Augliera, P., M. Cattaneo, and C. Eva, 1995, Seismic multiplets analysis and its implication in seismotectonics.: *Tectonophysics*, v. 248, p. 219-234.
- Ayalew, L., H. Yamagishi, H. Marui, and T. Kanno, 2005, Landslides in Sado Island of Japan: Part I. Case studies, monitoring techniques and environmental considerations: *Engineering Geology*, v. 81, p. 419-431.

-B-

- Bachmann, D., Bouissou S., and Chemenda A., 2004, Influence of weathering and pre-existing large scale fractures on gravitational slope failure: insights from 3D-physical modelling: *Natural Hazards and Earth System Sciences*, v. 4, p. 711-717.
- Bachmann, D., bouissou S., and Chemenda A., 2006, Influence of large scale topography on gravitational rock mass movements: New insights from physical modeling: *Geophysical research letter*, p. In press.
- Bachmann, D., Bouissou S., and Chemenda A., 2006, Analysis of massif fracturing during Deep Seated Gravitational Deformation by physical and numerical modeling: *Geomorphology*, p. In press.
- Baize, S., Lagarde J.L., Laville E., and Dugue O., 1998, Geomorphology of a coastal plateau (Cotentin, Normandy) : tectonic and climatic records: *Bull. Soc. Geol. Fr.*, v. 169, p. 851-859.
- Ballantyne, C. K., 2002, Paraglacial geomorphology: *Quaternary Science Reviews*, v. 21, p. 1935-2017.
- Baroux, E., Bethoux N., and Bellier O., 2001, Analyses of the stress field in southeastern France from earthquake focal mechanisms: *Geophys. J. int.*, v. 145, p. 336-348.
- Baubron, J. C., 1988, Essai de caractérisation géochimique d'une faille sismogène par analyse in situ des gazs des sols, Rapport 88 DT 006 ANA.
- Beard, L. P., Hohmann G.W., and Tripp A.C., 1996, Fast resistivity/IP inversion using a low-contrast approximation: *Geophysics*, v. 61, p. 169-179.
- Beck, A. C., 1968, Gravity faulting as a mechanism of topographic adjustment: *New Zealand Jour. Geol. Geoph.*, v. 11, p. 191-199.
- Beget, J. E., 1985, Tephrochronolgy of antislope scarps on ana alpine ridge near Glaciare Peak, Washington, USA: *Arctic and Alpine Research*, v. 17, p. 143-152.
- Bemmelen (Van), R. W., 1950, Gravitational tectogenesis in Indonesia: *Geol. en Mijnb.*, v. 12, p. 351-361.
- Benderitter, Y., and Schott JJ., 1999, Short time variationn of the resistivity in an unsaturated soil: The relationship with rainfall: *Eur. J. Environ. Eng. Geophys.*, v. 4, p. 37-49.
- Benko, B., and Stead D., 1998, The Frank slide: a reexamination of the failure mechanism: *Can. Geotech. J.*, v. 35.
- Bichler, A., P. Bobrowsky, M. Best, M. Douma, J. Hunter, T. Calvert, and R. Burns, 2004, Three-dimensional mapping of a landslide using a multi-geophysical approach: the Quesnel Forks Landslide: *Landslides*, v. 1, p. 29-40.
- Bigot-Cormier, F., 2002, La surrection du massif cristallin externe de l'Argentera (France-Italie) et ses relations avec la déformation pliocène de la marge Nord-Ligure : Arguments thermochronologiques (traces de fission), géomorphologiques et interprétations de sismique marine: Phd thesis, UNSA, 352 p.
- Bigot-Cormier, F., R. Braucher, D. Bourles, Y. Guglielmi, M. Dubar, and J.-F. Stephan, 2005, Chronological constraints on processes leading to large active landslides: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 235, p. 141-150.
- Bigot-Cormier, F., Poupeau G., and Sosson M., 2000, Dénudation différentielle du massif cristallin externe de l'Argentera (Sud-Est de la France) révélées par themochronologie traces de fission (apatites, Zircons): *C.R. Acad. Sci. Paris*, v. 330, p. 363-370.
- Bigot-Cormier, F., Sosson M., Poupeau G., Stephan J. F., and Labrin E., 2006, The denudation history of the Argentera Alpine External Crystalline Massif (Western Alps, France-Italy): an overview from the analysis of fission tracks in apatites and zircons: *Geodin. Acta*, p. In press.
- Binet, S., 2006, L'hydrochimie, marqueur de l'évolution a long terme des versants montagneux fracturés vers de grands mouvements de terrain. Application à plusieurs échelles sur la haute vallée de la Tinée (Mercantour, France) et sur le versant de Rosone (Gran Paradiso, Italie): Phd thesis, Université de Franche Comté, Besançon, 214 p.
- Binet, S., 2006, Evolution des aquifères fracturés soumis à des déformations gravitaires : apport de l'hydrogéochimie à la compréhension des interactions hydromécaniques. (Vallée de la Tinée, Alpes Maritimes et versant de Rosone, Grand Paradis, Italie), University of Besançon.
- Binet, S., Jomard, H., Guglielmi, Y., Lebourg, T., Tric, E., Bertrand, C., Mudry, J., In press, Experimental analysis of groundwater flow through a landslide slip surface using natural and artificial water chemistry tracers: *Hydrological Processes*.
- Bisci, C., F. Burattini, F. Dramis, S. Leoperdi, F. Pontoni, and F. Pontoni, 1996, The Sant'Agata Feltria landslide (Marche Region, central Italy): a case of recurrent earthflow evolving from a deep-seated gravitational slope deformation: *Geomorphology*, v. 15, p. 351-361.

- Bishop, M. P., Shroder J.F., Bonk R., and Olsenholler J., 2002, Geomorphic change in high mountains: a western Himalayan perspective: *Global and Planetary Change*, v. 32, p. 311-329.
- Blanchard, R., 1938-1954, *Les Alpes Occidentales*: Grenoble, Arthaud.
- Blanchard, R., 1960, *Le Comté de Nice*, 228 p.
- Blavoux, B., and Mudry J., 1983, Séparation des composantes de l'écoulement d'un exutoire karstique à l'aide des méthodes physico-chimiques: *Hydrogéologie*, v. 4, p. 269-278.
- Board, M., Chacón E., Varona P., and Lorig L., 1996, Comparative analysis of toppling behaviour at Chuquicamata open-pit mine, Chile: *Trans. Instn. Min. Metall. (Sect. A: Min industry)*, v. 105, p. A11-A21.
- Bogdanoff, S., 1986, Evolution de la partie Occidentale du massif de l'Argentera. Place dans l'arc Alpin: *Geol. Fr.*, v. 4, p. 433-453.
- Bogdanoff, S., Michard, A., Mansour, M., Poupeau, G., 2000, Apatite fission track analysis in the Argentera massif; evidence of contrasting denudation rates in the external Crystalline Massifs of the western Alps: *Terra Nova*, v. 12, p. 117-125.
- Bogdanoff, S., and A. Ploquin, 1980, Les gneiss et migmatites du massif de l'Argentera (Alpes-Maritimes): apport de deux coupes géochimiques.: *Bull. soc. géol. Fr.*, v. 29, p. 353-358.
- Bogdanoff, S., and J. Schott, 1977, Etude paléomagnétique et analyse tectonique dans les schistes rouges permien du sud de l'Argentera: *Bull. Soc. Geol. Fr.*, v. XIX, p. 909-916.
- Bogoslowsky, V. A., Ogilvy, A.A., 1976, Geophysical methods for the investigation of landslides: *Geophysics*, v. 42, p. 562-571.
- Bombard, J. P., 1968, Une approche des problèmes posés par l'étude des mouvements de terrain - Essai méthodologique: PhD thesis, Université de Grenoble, 264 p.
- Bommer, J. J., and C. E. Rodriguez, 2002, Earthquake-induced landslides in Central America: *Engineering Geology*, v. 63, p. 189-220.
- Bonzanigo, L., Eberhart, E. and Loew, S., 2001, hydromechanical factors controlling the creeping Campo Vallemaggia landslide: *Symposium of landslides, Causes, Impacts and Countermeasures*, p. 9-12.
- Borchiellini, S., 2002, *Géologie des Alpes Maritimes*: Nice, Serre-editeur, 117 p.
- Borchiellini, S., Campredon R., and Bernat M., 1991, Ground variation of radon 222 for location of hidden structural features. Example of the south of France (Alpes Maritimes): *Pageoph.*, v. 135, p. 625-638.
- Bordet, P., 1950, Le dôme Permien de Barrot (Alpes Maritimes) et son auréole de terrains secondaires: *B. Serv. Carte géol. Fr.*, v. 48, p. 40pp.
- Boucarut, M., 1967, Structure du granite de l'Argentera et style tectonique de l'ensemble de ce massif (Alpes Maritimes): *C.R. Acad. Sci. Paris*, v. 264, p. 1573-1577.
- Boucarut, M., 1971, Etudes volcanique et géologique de l'Esterel (Var, France): PhD thesis, Université de Nice.
- Boucarut, M., and Rousset C., 1965, Etude Géomorphologique de la zone des sources du ruisseau de Mollières, dans le massif de l'Argentera (Alpes Maritimes, France): 90° congr. Soc. Sav., p. 109-126.
- Bourbon, M., Caron J.M., Graciansky P.C. de., Lemoine M., Mégard-Galli J., and Mercier D., 1977, Mesozoic evolution of the Western Alps: birth and development of part of the spreading oceanic tethys and of its european continental margin: *Histoire structurale des bassins méditerranéens (symposium, Split, 1976)*: Paris, technip, p. 19-43.
- Bovis, M. J., 1982, Uphill-facing (antislope) scarps in the Coast Mountains, southwest British Columbia: *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 93, p. 804-812.
- Bovis, M. J., and Evans S.G., 1995, Rock slope movements along the Mount Currie "fault scarp", southern Coast Mountains, British Columbia: *Canadian journal of Earth Sciences*, v. 32, p. 2015-2020.
- Braathén, A., Blikra L.H., Berg S.S., and Karlsen F., 2004, Rock-slope failures in Norway: type, geometry, deformations mechanisms and stability: *Norwegian Journal of Geology*, v. 84, p. 67-88.
- Brawner, C. O., 1977, Open-Pit slope stability around the world: *CIM Bulletin*, v. 70, p. 83-99.
- Brueckl, E., Cwatal, W., Parotidis, M., Roch, K.H., 2000, Exploration of rock slides and rock falls by seismic and GPR methods: *Living with natural hazards: CALAR Conference on avalanches-landslides-rock falls- debris flows*.
- Brueckl, E., and M. Parotidis, 2001, Estimation of large-scale mechanical properties of a large landslide on the basis of seismic results: *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, v. 38, p. 877-883.
- Brueckl, E. P., 2001, Cause-Effect Models of Large Landslides: *Natural Hazards*, v. 23, p. 291-314.

- Bruno, F., Levato, L., Marillier, F., 1998, High-resolution seismic reflection, EMand electrokinetic SP applied to landslide studies: "Le Bouprduo landslide (western Swiss Alps): Proc. IVMeeting of the Environmental and Engineering Geophysical Society (European Section), p. 571-574.
- Bruno, F., Marillier, F., 2000, Test of high-resolution seismic reflection and other geophysical techniques on the Boup landslide in the Swiss Alps: *Surveys in geophysics*, v. 21, p. 333-348.

-C-

- Calais, E., L. Galisson, J.-F. Stephan, J. Delteil, J. Deverchere, C. Larroque, B. Mercier de Lepinay, M. Popoff, and M. Sosson, 2000, Crustal strain in the Southern Alps, France, 1948-1998: *Tectonophysics*, v. 319, p. 1-17.
- Calcaterra, D., and M. Parise, 2005, Landslide types and their relationships with weathering in a Calabrian basin, southern Italy: *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, v. V64, p. 193-207.
- Call, R. D., and Savely J.P., 1990, *Open Pit Rock Mechanics, Surface Mining*, 2nd Edition, B.A. Kennedy, p. 860-882.
- Cappa, F., Guglielmi, Y., Soukatchoff, V.M., Mudry, J., Bertrand, C., Charmoille, A., 2004, Hydromechanical modeling of a large moving rock slope inferred from slope levelling coupled to spring long-term hydrochemical monitoring: example of the La Clapiere landslide (Southern Alps, France): *journal of hydrology*, v. 291, p. 67-90.
- Caputo, R., Piscitelli, S., Oliveto, A., Rizzo, E., Lapenna, V., 2003, The use of electrical resistivity tomographies in active tectonics: examples from the tyrnavos basin, Greece: *journal of geodynamics*, v. 36, p. 19-35.
- Caris, J. P. T., Van Asch, Th. W.J., 1991, Geophysical, geotechnical and hydrological investigations of a small landslide in the French Alps: *Engineering geology*, v. 31, p. 249-276.
- Casson, B., Delacourt, C., Baratoux, D., Allemand, P., 2003, Seventeen years of the "la Clapière" landslide evolution analysed from ortho-rectified aerial photographs: *Engineering geology*, v. 68, p. 123-139.
- Casson, B., Delacourt, C., Allemand, P., 2005, Contribution of multi-temporal remote sensing images to characterize landslide slip surface - Application to the La Clapière landslide (France): *Natural Hazards and Earth System Sciences*, v. 5, p. 425-437.
- Catani, F., P. Farina, S. Moretti, G. Nico, and T. Strozzi, 2005, On the application of SAR interferometry to geomorphological studies: estimation of landform attributes and mass movements: *Geomorphology*, v. 66, p. 119-131.
- Champagnac, J. D., 2004, *Tectonique cassante de l'arc interne des Alpes occidentales. Implications Géodynamiques*, Neuchâtel, 240 p.
- Champagnac, J. D., Sue C., Delacou B., Tricart P, Allanic C., and Burkhard M., 2006, Miocene lateral extrusion in the inner western Alps revealed by dynamic fault analysis: AGU.
- Champagnac, J.-D., C. Sue, B. Delacou, and M. Burkhard, 2004, Brittle deformation in the inner NW Alps: from early orogen-parallel extrusion to late orogen-perpendicular collapse: *Terra Nova*, v. 16, p. 232-242.
- Chang, K.-J., A. Taboada, Y.-C. Chan, and S. Dominguez, 2006, Post-seismic surface processes in the Jiufengershan landslide area, 1999 Chi-Chi earthquake epicentral zone, Taiwan: *Engineering Geology*, v. 86, p. 102-117.
- Chemenda, A., Bouissou S., and Bachmann D., 2005, Three-dimensionnal physical modelling of deep-seated landslides: New technique and first results: *J. Geophys. Res.*, v. 110(f4):F04004.
- Chen, H., S. Dadson, and Y.-G. Chi, 2006, Recent rainfall-induced landslides and debris flow in northern Taiwan: *Geomorphology*, v. 77, p. 112-125.
- Chen, T.-C., M.-L. Lin, and J.-J. Hung, 2004, Pseudostatic analysis of Tsao-Ling rockslide caused by Chi-Chi earthquake Taiwan: *Engineering Geology*, v. 71, p. 31-47.
- Chen, W. F., 1975, *Limit Analysis and Soil Plasticity: Developments in Geotechnical Engineering*, 7.
- Chigira, M., 1992, Long-term gravitational deformation of rocks by mass rock creep: *Engineering Geology*, v. 32, p. 157-184.
- Chigira, M., and Kiho K., 1994, Deep-seated rockslide-avalanches preceded by mass rock creep of sedimentary rocks in Akaishi Mountains, central Japan: *Engineering Geology*, v. 38, p. 221-230.

- Chigira, M., W.-N. Wang, T. Furuya, and T. Kamai, 2003, Geological causes and geomorphological precursors of the Tsaoling landslide triggered by the 1999 Chi-Chi earthquake, Taiwan: *Engineering Geology*, v. 68, p. 259-273.
- Choukroune, P., Ballèvre M., Cobbold P., Gautier Y., Merle O., and Vuichard J.P., 1986, Deformation and motion in the western alpine arc: *Tectonics*, v. 5, p. 215-226.
- Clauzon, G., Rubino J.L., and Suc J.P., 1996, Les rias pliocènes du Var et de Ligurie: comblement sédimentaire et évolution géodynamique, Field trip book of the groupe Français d'étude du Néogène/Groupe Français de Géomorphologie, 36 p.
- Coates, D. F., 1977, Pit slope manual Chapter 5 - design, CANMET (Canada center for Mineral and Energy Technology), CANMET-REPORT 77-5, p. 126.
- Colas, G., and Pilot G., 1976, Description et classification des glissements de terrains: *Bull. Liaison Lab. P. et Ch.*, v. N° spécial, p. 21-30.
- Colella, A., V. Lapenna, and E. Rizzo, 2004, High-resolution imaging of the High Agri Valley Basin (Southern Italy) with electrical resistivity tomography: *Tectonophysics*, v. 386, p. 29-40.
- Collin, A., 1846, *Recherches Expérimentales sur les Glissements Spontanés des Terrains Argileux*: Carilian-Goeury et V. Dalmont, Paris (2 volumes)
- Compagnon, F., Guglielmi, Y., Folacci, J.P., Ivaldi, J.P., 1997, Approche chimique et isotopique de l'origine des eaux en transit dans un grand mouvement de terrain : exemple du glissement de la Clapière (Alpes Maritimes, France): *Compte rendu de l'académie des sciences*, v. 325, p. 565-570.
- Corsini, M., Ruffet G., and Caby Y., 2004, Alpine and late-hercynian geochronological constraints in the Argentera Massif (Western Alps): *Eclogae Geologicae Helvetiae*, v. 97, p. 3-15.
- Cosani, L., 1997, Néotectonique et héritage structural entre massif du Mercantour et marge Ligure: le secteur de Saorge-Taggia: *Geol. Alpine*, p. 128-134.
- Cossart, E., 2004, L'influence de la lithologie dans le déclenchement des mouvements de masse en contexte paraglacière: *Environnements périglaciaires*, v. 11, p. 65-77.
- Costet, J., and Sanglerat D., 1981, *Cours pratique de mécanique des roches*: Paris, Dunod.
- Cotton, C. A., 1950, Tectonic scarps and fault valleys: *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 61, p. 717-757.
- Crosta, G. B., 1996, Landslide, spreading, deep seated gravitational deformation: analysis, examples, problems and proposals: *Geografica Fisica e Dinamica Quaternaria*, v. 19, p. 297-313.
- Crosta, G. B., 2004, Introduction to the special issue on rainfall-triggered landslides and debris flows: *Engineering Geology*, v. 73, p. 191-192.
- Crozier, M. J., 1986, *Landslides: causes, consequences and environment*: London - Sydney, Ed. Croom Helm, 245 p.
- Crozier, M. J., Deimel M.S., and Simon J.S., 1995, Investigation of earthquake triggering for deep-seated landslides, taranaki, New Zealand: *Quaternary International*, v. 25, p. 65-73.
- Cruden, D. M., 1985, Rock slope movements in the Canadian Cordillera: *Can. Geotech. J.*, v. 22, p. 528-540.
- Cruden, D. M., 1991, A simple definition of a landslide: *Bull. of the International Association for Engineering Geology*, v. 43, p. 27-29.
- Cruden, D. M., 2000, Some forms of mountain peaks in the Canadian Rockies controlled by their rock structure: *Quaternary International*, v. 68/71, p. 59-65.
- Cruden, D. M., and Hungr O., 1986, The Debris of the Franck Slide and theories of rockslide-avalanche mobility: *Canadian journal of Earth Sciences*, v. 23, p. 425-432.
- Cruden, D. M., and Varnes D.J., 1996, Landslide types and processes, *Landslides: Investigations and Mitigations*, A.K. Turner and R.L. Schuster - Special report 247, p. 36-71.

-D-

- Daly, S., W. K. Munro, and P. F. Stacey, 1988, Slope stability studies for the Lornex pit: 12th CIM District Six Meeting (Fernie, B.C.).
- D'Amato Avanzi, G., R. Giannecchini, and A. Puccinelli, 2004, The influence of the geological and geomorphological settings on shallow landslides. An example in a temperate climate environment: the June 19, 1996 event in northwestern Tuscany (Italy): *Engineering Geology*, v. 73, p. 215-228.

- Dardeau, G., 1987, Inversion du style tectonique et permanence des unités structurales dans l'histoire mésozoïque et alpine du bassin des Alpes maritimes, partie de l'ancienne marge passive de la Téthys (Tectonic inversion and permanence of the structural units during the Mesozoic and alpine history of the French maritime Alps basin, part of ancient passive margin of Tethys): *C.R. Acad. Sci. Paris*, v. 305, p. 483-486.
- Davies, J. H., and Von Blanckenburg F., 1995, Slab breakoff: a model of lithosphere detachment and its test in the magmatism and deformation of collisional orogens: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 129, p. 85-102.
- De Sitter, L. U., 1954, Gravitational gliding tectonics - an essay in comparative structural geology: *American Journal of Science*, v. 252, p. 323-344.
- Debelmas, J., 1975, Les Alpes et la théorie des plaques: *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dynam.*, v. 17, p. 195-208.
- Deichmann, N., M. Baer, J. Braunmiller, C. Cornou, D. Fäh, D. Giardini, M. Gisler, S. Huber, S. Husen, P. Kastli, U. Kradolfer, M. Mai, S. Maraini, I. Oprsal, T. Schler, D. Schorlemmer, S. Wiemer, J. Wassner, and A. Wyss, 2004, Earthquakes in Switzerland and surrounding regions during 2003: *Eclogae Geologicae Helvetiae*, v. V97, p. 447-458.
- Deichmann, N., and M. Garcia-Fernandez, 1992, Rupture geometry from high-precision hypocenter locations of microearthquakes clusters: *Geophys. J. int.*, v. 110, p. 501-517.
- Delacou, B., 2004, Tectonique et géodynamique actuelle de l'arc Alpin - Approche sismotectonique et modélisation numérique: PhD thesis, Neuchâtel, 272 p.
- Delteil, J., Stephan, J.F., Attal, M., 2003, Control of Permian and Triassic faults on Alpine basement deformation in the Argentera massif (external southern French Alps): *Bull. soc. géol. Fr.*, v. 174, p. 481-496.
- Demers, D., Leroueil S., and D'Astous J., 1999, Investigation of a landslide in Maskinongé, Quebec: *Can. Geotech. J.*, v. 36, p. 1001-1014.
- Deng, Q. L., Zhu Z.Y., Cui Z.Q., and Wang X.P., 2000, Mass rock creep and landsliding on the Huangtupo slope in the reservoir area of the Three Gorges Project, Yangtze River, China: *Engineering Geology*, v. 58, p. 67-83.
- Densmore, A. L., Ellis M.A., and Anderson R.S., 1998, Landsliding and the evolution of normal fault-bounded mountains: *J. Geophys. Res.*, v. 103, p. 15203-15219.
- Descloitres, M., O. Ribolzi, and Y. Le Troquer, 2003, Study of infiltration in a Sahelian gully erosion area using time-lapse resistivity mapping: *CATENA*, v. 53, p. 229-253.
- Desvarreux, P., 1970, Recherche d'une méthode d'étude des mouvements de terrains et applications pratiques, Univ. Grenoble, p. 180.
- Desvarreux, P., 1988, La reconnaissance géologique des mouvements de terrain, Grenoble, ENPC.
- Dewey, J. F., Helman M.L., Turco E., Hutton D.H.W., and Knott S.D., 1989, Kinematics of the western mediterranean: Special Publication Geological Society of London, v. 45, p. 265-283.
- Deynoux, M., 1980, Les formations glaciaires du Précambrien terminal et de la fin de l'Ordovicien de l'Afrique de l'Ouest, Travaux des labo. Sc. de la Terre, St Jérôme, Marseille, p. 554.
- Dramis, F., and Sorriso-Valvo M., 1994, Deep-seated gravitational slope deformations, related landslides and tectonics: *Engineering Geology*, p. 231-243.
- Dubar, M., 1987, Précisions sur la structure et le fonctionnement récent du fosse tectonique du Var inférieur (Alpes-Maritimes, France) d'après l'étude des déformations des terrasses quaternaires. New data about the structure and recent working of the rift in the lower Var (Alpes-Maritimes, France) through studying deformations of Quaternary terraces: *C.R. Acad. Sci. Paris*, v. 304, p. 141-146.
- Dubar, M., and Guglielmi Y., 1996, Morphogenèse et mouvements verticaux quaternaires en bordure de l'arc de Nice, essai de quantification: *Rev. d'Anal. Spatiale Quant. App.*, v. 38, p. 21-27.
- Dubar, M., and Perez J.L., 1989, Quaternary neotectonics bordering on the subalpine 'Arc de Nice': *C.R. Acad. Sci. Paris*, v. 308.
- Dumont, T., Claudel M.E., and Tricart P., 1997, Géométrie et cinématique de l'édifice des nappes Briançonnaises entre le Galibier et l'Ubaye: Rôle de l'héritage distensif cénozoïque polyphasé et raccourcissements croisés.: *Journées GéoFrance 3D Alpes*.
- Dutour, A., H. Philip, E. Jaurand, and P. Combes, 2002, Mise en évidence de déformations en faille inverse avec ruptures de surface cosismiques dans des dépôts colluviaux wurmiens du versant nord du mont Ventoux (Provence occidentale, France): Evidence of reverse faulting and coseismic surface ruptures in Wurm colluvial deposits from the Mt Ventoux northern slope (Western Provence, France): *Comptes Rendus Geosciences*, v. 334, p. 849-856.
- Dymond, J. R., A.-G. Ausseil, J. D. Shepherd, and L. Buettner, 2006, Validation of a region-wide model of landslide susceptibility in the Manawatu-Wanganui region of New Zealand: *Geomorphology*, v. 74, p. 70-79.

Dzikowski, M., 1995, Convolution a débit variable a partir de reponses de tracages artificiels dans les milieux poreux ou karstiques; théorie et modèle: Convolution in time-dependent system from artificial tracer tests responses in porous or karst systems; theory and modeling.: *Journal of hydrology*, v. 164, p. 287-303.

-E-

- Eberhardt, E., D. Stead, and J. S. Coggan, 2004, Numerical analysis of initiation and progressive failure in natural rock slopes--the 1991 Randa rockslide: *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, v. 41, p. 69-87.
- Edwards, L. S., 1977, A modified pseudosection for resistivity and IP: *Geophysics*, v. 42, p. 1020-1036.
- Ego, F., M. Sebrier, E. Carey-Gailhardis, and B. Beate, 1996, Do the Billecocha normal faults (Ecuador) reveal extension due to lithospheric body forces in the northern Andes?: *Tectonophysics*, v. 265, p. 255-273.
- Eisbacher, G. H., 1979, Cliff collapse and rock avalanches (sturzstroms) in the Mackenzie Mountains, northwestern Canada: *Can. Geotech. J.*, v. 16, p. 309-334.
- El Bedoui, S., Guglielmi Y., Lebourg T., Quantification of the progressive failure in a rock slope during the last 10 kyears: the example case of the "La Clapière" landslide (French south Alps, France). Submitted in *Geomorphology*
- Engelen (Von), G. B., 1963, Gravity tectonics in the North-Western Dolomites (Italy): *Geol. Ultraieci.*, v. 13, p. 1-92.
- Escario, V., and Saez J., 1986, The shear strength of partly saturated soils: *Géotechnique*, v. 63, p. 453-456.
- Eva, C., S. Pastore, and Deichmann N., 1998, Evidence for ongoing extensional deformation in the Western Swiss Alps and thrust-faulting in the southwestern Alpine foreland: *J. Geodyn.*, v. 26, p. 27-43.
- Eva, C., and Solarino S., 1998, Variations of stress directions in the Western Alpine arc: *Geophys. J. int.*, v. 135, p. 438-448.
- Eva, E., Solarino S., C. Eva, and G. Neri, 1997, Stress tensor orientation derived from fault plane solution in the southwestern Alps: *J. Geophys. Res.*, v. 102, p. 8171-8185.
- Evans, S. G., and Hungr O., 1993, The assessment of rockfall hazard at the base of talus slopes: *Can. Geotech. J.*, v. 30, p. 620-636.
- Evin, M., and Fabre D., 1990, The distribution of permafrost in rock glaciers of Southern Alps (France): *Geomorphology*, v. 3, p. 57-71.

-F-

- Fabbri, O., Cappa, F., 2001, Apports de l'analyse structurale à la compréhension de la dégradation du glissement de la Clapière, Massif du Mercantour, Alpes Maritimes, *in* S. S. G. Fr., ed., p. 13-14.
- Fallot, P., 1949, Les chevauchements intercutanés de la Roya (A.-M.), *Livre jubil. Ch. Jacob, Annales Herbert-Hang*, p. 162-168.
- Fallot, P., and Faure-Muret A., 1949, Sur l'extension du décollement de la série de couverture subalpine: *C.R. Acad. Sci. Paris*, v. 228, p. 616-619.
- Fauquette, S., G. Clauzon, J.-P. Suc, and Z. Zheng, 1999, A new approach for palaeoaltitude estimates based on pollen records: example of the Mercantour Massif (southeastern France) at the earliest Pliocene: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 170, p. 35-47.
- Faure-Muret, A., 1947, Sur des affleurements de Trias pincés dans les schistes cristallins de la vallée de la Tinée (Alpes-Maritimes): *Compte rendu de l'académie des sciences*, v. 224, p. 205-207.
- Faure-Muret, A., 1955, Etudes Géologiques sur le massif de l'Argentera-Mercantour et sur ses enveloppes sédimentaires, *Mem. Carte géol. France*.
- Faure-Muret, A., and Fallot P., 1954, Sur le secondaire et le tertiaire aux abords sud-orientaux des massifs de l'Argentera-Mercantour: *B. Serv. Carte géol. Fr.*, v. 241, p. 282-318.

- Feda, J., 1973, Stability of natural slopes: Proc. Int. Conf. SMFE.,6.
- Federici, P. R., and Pappalardo M., 1995, L'evoluzione recente dei ghiacciai delli Alpi marittime: Geografica Fisica e Dinamica Quaternaria, v. 18, p. 257-269.
- Ferrara, G., and Malaroda R., 1969, Radiometric age of granitic rocks from the Argentera Massif (Maritim Alps): Bull. Soc. Geol., v. 88, p. 311-321.
- Ferrucci, F., Amelio, M., Sorriso-Valvo, M., Tansi, C., 2000, Seismic prospecting of a slope affected by deep-seated gravitational slope deformation: the Lago Sackung, Calabria, Italy: Engineering geology, v. 57, p. 53-64.
- Ferry, M., Meghraoui M., Delouis B., Huggenberger P., Spottke I., Giardini D., and Granet M., 2001, Evidence for holocene normal faulting in the epicentral area of the 1356 Basel earthquake Switzerland: New paleoseismic results from trenching and geophysical prospecting.: EUG.
- Finlayson, B., Statham, I., 1980, Hillslope analysis: England, Butterworth, 230 p.
- Flageolet, J. C., 1989, Les mouvements de terrain et leur prévention: Paris, Masson, 520 p.
- Follacci, J. P., Perez, J.L., Julian, M., 1984, Cretes doubles et perturbations de versants dans un domaine de montagne Alpine (Mercantour et ses bordures): Mouvements de terrain.
- Follacci, J. P., 1987, Les mouvements du versant de la Clapière à Saint-Etienne-de-Tinée (Alpes Maritimes): Bulletin des laboratoires des ponts et chaussées, v. 150-151, p. 39-54.
- Follacci, J. P., Guardia, P., Ivaldi, J.P., 1988, Le Glissement de la Clapière (Alpes Maritimes, France) dans son cadre géodynamique: Landslides, p. 1323-1327.
- Follacci, J. P., 1999, Seize ans de surveillance du glissement de la Clapière (Alpes Maritimes): Bulletin des laboratoires des ponts et chaussées, v. 220, p. 33-51.
- Follacci, J. P., and Perez J.L., 1978, Zones exposées à des risques liés aux mouvements du sol et sous-sol. Carte ZERMOS : Région de Saint Etienne-de-Tinée 1-2 (Alpes): BRGM, Vol.1, 15p. + carte.
- Forcella, F., and Orbelli G., 1984, Holocene slope deformations in Valfurva, Central Alps, Italy: Geografica Fisica e Dinamica Quaternaria, v. 7, p. 41-48.
- Forlati, F., Gioda, and C. Scavia, 2001, Finite Element Analysis of a Deep-seated Slope Deformation: Rock Mechanics and Rock Engineering, v. 34, p. 135-159.
- Fournier, A., and M. Allard, 1992, Periglacial shoreline erosion of a rocky coast : George River Estuary, northern Quebec: Journal of coastal research, v. 8, p. 926-942.
- Fourniguet, J., 1977, Mise en évidence de mouvements néotectoniques actuels verticaux dans le Sud-Est de la France par comparaison de nivellement successifs, Rapport BRGM 77SGN081GEO, Ed. BRGM, Orléans, France, p. 1-35.
- Franklin, J. A., and Dusseault M.B., 1991, Rock engineering applications: New York: Mc Graw-Hill, Inc., p. 49-110.
- French, H., Binley, A., 2004, Snowmelt infiltration: monitoring temporal and spatial variability using time-lapse electrical resistivity: journal of hydrology, v. 297, p. 174-186.

-G-

- Ganne, J., J. M. Bertrand, and S. Fudral, 2004, Geometry and kinematics of early Alpin nappes in a Briançonnais basement (Ambin Massif, Western Alps): Comptes Rendus Geosciences, v. 336, p. 1219-1226.
- Garambois, S., Sénéchal, P., Perroud, H., 2002, On the use of combined geophysical methods to assess water content and water conductivity of near-surface formations: journal of hydrology, v. 259, p. 32-48.
- Ghafiri, A., 1995, Paléosismicité des failles actives en contexte de sismicité modérée: application à l'évaluation de l'aléa sismique dans le Sud Est de la France, Univ. Paris XI, 373 p.
- Gidon, M., 1974, L'arc alpin a-t-il une origine tourbillonnaire: C.R. Acad. Sci. Paris, v. 278, p. 21-24.
- Gidon, M., 1977, Notice de la carte Géologique de Larche, 1/50000.
- Giglia, G., Capponi G., Crispini L., and Piazza M., 1996, Dynamics and seismotectonics of the West-Alpine arc: Tectonophysics, v. 267, p. 143-175.
- Gilli, E., and Delange P., 1999, Recent slow and aseismic movement of an overthrust observed in the Abel sink Hole (Saint-Vallier de Thiey, Alpes Maritimes, France): Geodynamica Acta, Colloque de Han sur Lesse 1998.
- Godel, B., 2003, Deformations actuelles dans le massif de l'Argentera Mercantour: caractérisation des structures actives par une approche combinée géomorphologie-sismotectonique: Master thesis, UNSA, Nice, 114 p.

- Godio, A., Bottino, G., 2001, Electrical and electromagnetic investigation for landslide characterisation: *Phys. Chem. Earth*, v. 26, p. 705-710.
- Godio, A., C. Strobbia, and G. De Bacco, 2006, Geophysical characterisation of a rockslide in an alpine region: *Engineering Geology*, v. 83, p. 273-286.
- Goguel, J., and Pachou A., 1972, géologie et dynamique de l'écroulement du Mont Granier dans le massif de la Chartreuse, en Novembre 1248: *Bulletin du BRGM*, v. III, p. 29-38.
- Goodman, R. E., and Bray J.W., 1976, Toppling of rock slopes: Rock engineering for foundations and slopes. ASCE speciality conference, p. 201-234.
- Gourry, J.-C., F. Vermeersch, M. Garcin, and D. Giot, 2003, Contribution of geophysics to the study of alluvial deposits: a case study in the Val d'Avaray area of the River Loire, France: *Journal of Applied Geophysics*, v. 54, p. 35-49.
- Graciansky, P. C. d., Arnaud H., Busnardo G., Dardeau G., Gerlier A., Lemoine M., Mascle G., and Philip J., 1987, «Rifting» et basculement de blocs au Crétacé inférieur dans les Alpes occidentales françaises: un écho à l'ouverture du Golfe de Gascogne (Rifting and tilted blocks of Early Cretaceous age in the French Western Alps; a remote witness to rifting in the Bay of Biscay): *C.R. Acad. Sci. Paris*, v. 305, p. 711-713.
- Grandjacquet, C., and Haccard D., 1975, Analyse des sédiments polygéniques néogènes à faciès de cargneules associés à des gypses, dans les Alpes du Sud. Extension de ce faciès au pourtour de la Méditerranée occidentale: *Bull. Soc. Geol. Fr.*, v. 17, p. 242-259.
- Griffiths, D. H., Turnbull, J., 1985, A multi-electrode array for resistivity surveying: *First Break*, v. 3, p. 16-20.
- Griffiths, D. H., Barker, R.D., 1993, Two-dimensional resistivity imaging and modelling in areas of complex geology: *Journal of applied geophysics*, v. 29, p. 211-226.
- Guardia, P., and Ivaldi J.P., 1996, Paléotectonique linéamentaire et tectonique active des Alpes maritimes franco-italiennes: une synthèse: *Géologie de la France*, v. 1, p. 43-55.
- Guérin, R., Munoz, M.L., Aran, C., Laperelle, C., Hidra, M., Drouart, E., Grellier, S., 2004, Leachate circulation: moisture content assessment by means of a geophysical technique: *Waste management*, p. 785-794.
- Guglielmi, C., Bertrand, F. Compagnon, J.P. Follacci, J. Mudry,, 2000, Acquisition of water chemistry in a mobile fissured basement massif: its role in the hydrogeological knowledge of the La Clapière Landslide (Mercantour massif, southern alps, France). *journal of hydrology*, v. 229, p. 138-148.
- Guglielmi, Y., Vengeon, J.M., Bertrand, C.,Mudry, J., Follacci, J.P.,and Giraud, A., 2002, Hydrogeochemistry: an investigation tool to evaluate infiltration into large moving rock masses (Case study of the La Clapière and Séchilienne alpine landslides): *Bull. Eng. Geol. Env.*, v. 61, p. 311-324.
- Guglielmi, Y., F. Cappa, and S. Binet, 2005, Coupling between hydrogeology and deformation of mountainous rock slopes: Insights from La Clapiere area (southern Alps, France): *Comptes Rendus Geosciences*, v. 337, p. 1154-1163.
- Guglielmi, Y., J. Mudry, and B. Blavoux, 1998, Estimation of the water balance of alluvial aquifers in region of high isotopic contrast: an example from southeastern France: *Journal of Hydrology*, v. 210, p. 106-115.
- Guimera, J., Carrera, J., 2000, A comparison of hydraulic and transport parameters measured in low-permeability fractured media: *Journal of Contaminant Hydrology*, v. 41, p. 261-281.
- Gunzburger, Y., 2004, Mécanismes de déformation des versants rocheux complexes. Apports croisés de la modélisation numérique et des investigations in situ à leur caractérisation. Application au site expérimental des Rochers de Valabres (vallée de la Tinée, Alpes-Maritimes): PhD thesis, LAEGO - Ecole des mines de Nancy.
- Gunzburger, Y., and B. Laumonier, 2002, Origine tectonique du pli supportant le glissement de terrain de la Clapiere (Nord-Ouest du massif de l'Argentera-Mercantour, Alpes du Sud, France) d'après l'analyse de la fracturation: A tectonic origin for the fold underlying the Clapiere landslide (NW Argentera-Mercantour massif, Southern Alps, France) deduced from an analysis of fractures: *Comptes Rendus Geosciences*, v. 334, p. 415-422.
- Gunzburger, Y., V. Merrien-Soukatchoff, and Y. Guglielmi, 2005, Influence of daily surface temperature fluctuations on rock slope stability: case study of the Rochers de Valabres slope (France): *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, v. 42, p. 331-349.
- Gutierrez-Santolalla, F., E. Acosta, S. Rios, J. Guerrero, and P. Lucha, 2005, Geomorphology and geochronology of sackung features (uphill-facing scarps) in the Central Spanish Pyrenees: *Geomorphology*, v. 69, p. 298-314.
- Guzzetti, F., M. Cardinali, P. Reichenbach, F. Cipolla, C. Sebastiani, M. Galli, and P. Salvati, 2004, Landslides triggered by the 23 November 2000 rainfall event in the Imperia Province, Western Liguria, Italy: *Engineering Geology*, v. 73, p. 229-245.

-H-

- Habib, P., 1990, Discussion: mouvements de terrain en Tarentaise: *Revue Française de Géotechnique*, v. 53, p. 71-74.
- Hack, J. T., 1960, Interpretation of erosional topography in humid temperate regions: *American Journal of Science*, v. 258-A, p. 80-97.
- Hack, J. T., 1973, Stream profile analysis and stream gradient index: *Journal of Research U.S. Geological Survey*, v. 1, p. 421-429.
- Hack, R., 2000, Geophysics for slope stability: *Surveys in geophysics*, v. 21, p. 423-448.
- Hadley, J. B., 1978, Madison canyon rockslide, Montana USA, *in* B. Voight, ed., *Rockslides and avalanches*, 1: Natural phenomena, Elsevier, p. 167-180.
- Haefeli, R., 1965, Creep and progressive failure snow, soil, rock and ice: *Proc., 6th ICSMFE*, (3), p. 134-148.
- Hamiti, M., 1994, Géométrie, cinématique et mécanismes des chevauchements synschisteux dans une région préalablement déformée. Exemple de la couverture sédimentaire à l'ouest du massif de l'Argentera (Alpes occidentales Françaises): PhD thesis, Marseille.
- Heim, A., 1932, *Der Bergsturz und Menschenleben*: Zürich, Fretz und Wasmuth, 218 p.
- Hernandez, M., Lebourg T., Jomard H., El Bedoui S., Mechanical parameters evolution of weathered granular gneissic products in trenches and escarpments nearby great landslides. The case of the La Clapière landslide, France. Submitted in *Physics and Chemistry of the Earth*
- Hinds, N. E. A., 1937, Large landslides in the Colorado Plateau: *geol. Soc. Am. Proc.*, p. 63-67.
- Hippolyte, J.-C., G. Brocard, M. Tardy, G. Nicoud, D. Bourles, R. Braucher, G. Menard, and B. Souffache, 2006, The recent fault scarps of the Western Alps (France): Tectonic surface ruptures or gravitational sacking scarps? A combined mapping, geomorphic, levelling, and 10Be dating approach: *Tectonophysics*, v. 418, p. 255-276.
- Hoang-Trong, P., Haessler H., Holl J.M., and Legros Y., 1987, L'essai sismique (oct. 83 - jan. 84) de la moyenne vallée de la Roya (Alpes Maritimes): activité récente d'un ancien système de failles conjuguées?: *C.R. Acad. Sci. Paris*, v. 304, p. 419-424.
- Hoek, E., 1970, Estimating the stability of excavated slopes in opencast mines: *Trans. Instn. Min. Metall. (Sect. A: Min industry)*, v. 79, p. 109-132.
- Hoek, E., and Bray J., 1974, *Rock slope engineering*: London.
- Hoek, E., and Bray J., 1981, *Rock slope Engineering*, Spon Press 3rd Edition, 360 p.
- Hoek, E., P. Marinos, and M. Benissi, 1998, Applicability of the geological strength index (GSI) classification for very weak and sheared rock masses. The case of the Athens Schist Formation: *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, v. V57, p. 151-160.
- Hovius, N., Stark C.P., and A. P.A., 1997, Sediment flux from a mountain belt derived by landslide mapping: *Geology*, v. 25, p. 231-234.
- Hsü, K. J., 1978, Albert Heim: observations on landslides and relevance to modern interpretations, *in* V. B., ed., *Rock slides and avalanches*, 1: Natural phenomena, Elsevier, p. 70-93.
- Hurlimann, M., A. Ledesma, J. Corominas, and P. C. Prat, 2006, The deep-seated slope deformation at Encampadana, Andorra: Representation of morphologic features by numerical modelling: *Engineering Geology*, v. 83, p. 343-357.
- Hutchinson, D. J., 1988, General report: morphological and geotechnical parameters of landslides in relation to geology and hydrogeology: *Proc. 5th Int. Symp. on Landslides*, p. 3-35.
- Hutchinson, J. F., 1983, Methods of locating slip surfaces in landslides: *Bulletin of the association of engineering geologists*, v. XX, p. pp. 235-252.

-I-

- Israil, M., and A. K. Pachauri, 2003, Geophysical characterization of a landslide site in the Himalayan foothill region: *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 22, p. 253-263.
- Ivaldi, J. P., Guardia, P., Follacci, J.P., Terramorsi, S., 1991, Plis de couverture en échelon et failles de second ordre associés à un décrochement dextre de socle sur le bord nord-ouest de l'Argentera (Alpes-Maritimes, France): *C. R. Acad. Sci. Paris*, v. t. 313, p. 361-368.

-J-

- Jaboyedoff, M., F. Baillifard, E. Bardou, and F. Girod, 2004, The effect of weathering on Alpine rock instability: *Quarterly Journal of Engineering Geology Hydrogeology*, v. 37, p. 95-103.
- Jaboyedoff, M., Baillifard F., and Locat P., 2004, Estimation of potential erodible volumes using the sloping local base level: *European Geosciences Union*, p. 05981.
- Jaboyedoff, M., Baillifard F., and Derron M.H., 2003, Preliminary note on uplift rates gradient, seismic activity and possible implications for brittle tectonics and rockslide prone areas: The example of western Switzerland: *Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat.*, v. 88, p. 401-420.
- Jahn, A., 1964, Slopes morphological features resulting from gravitation: *Zeitschrift für Geomorphologie, Suppl. Band*, v. 5, p. 59-72.
- Jakni, B., Poupeau G., Sosson M., Rossi PH., Ferrandini J., and Guennoc P., 2000, Dénudations cénozoïques en Corse : une analyse thermochronologique par traces de fission sur apatites: *C.R. Acad. Sci. Paris*, v. 331, p. 775-782.
- Jarman, D., 2006, Large rock slope failures in the Highlands of Scotland: Characterisation, causes and spatial distribution: *Engineering Geology*, v. 83, p. 161-182.
- Jarman, D., and Ballantyne C.K., 2002, Beinn Fhada, Kintail: an example of large-scale paraglacial rock-slope deformation: *Scottish geographical Journal*, v. 118, p. 59-68.
- Jolivet, L., 1997, La déformation des Continents (exemples régionaux): Editions Hermann, Collection enseignement des Sciences, 413 p.
- Jolivet, L., and Faccenna C., 2000, Mediterranean extension and the Africa-Eurasia collision: *Tectonics*, v. 19, p. 1095-1106.
- Jomard, H., 2003, Origine et évolution des instabilités gravitaires: approches géologique, géophysique et mécanique. Application au vallon de Réal, commune de Péone (Alpes-Maritimes): Master thesis, UNSA, 35 p.
- Jomard, H., guglielmi Y., and lebourg T., En préparation, Morpho-tectonic control of gravitational movements in rock slopes: A morphological analysis in the western part of the Argentera massif.
- Jomard, H., Lebourg T., Binet S., Tric E., and Hernandez M., 2005, Water injection in a landslide: real time hydrochemical and geophysical study: *EUG Assembly*.
- Jomard, H., Lebourg T., Binet S., Tric E., and Hernandez M., 2006b, Characterization of an internal slope movement structure by hydrogeophysical surveying: *Terra Nova*, p. In press.
- Jomard, H., Lebourg T., and Tric E., 2006b, Identification of the gravitational boundary in weathered gneiss by geophysical survey: la Clapière landslide (France): *Journal of applied geophysics*, p. In press.
- Jongmans, D., Hemroulle P., Demanet D., Renardy F., and Vanbrabant Y., 2000, Application of 2D electrical and seismic tomography techniques for investigating landslides: *Eur. J. Environ. Eng. Geophys.*, v. 5, p. 75-89.
- Julian, M., 1971, Les températures à 2400m (Cime de l'Aspre) et le régime du gel dans les étages supérieurs des Alpes Maritimes: *Coll. Perpignan*, v. folio 4, p. 103-111.
- Julian, M., 1980, Les Alpes Maritimes Franco-Italiennes. Etude Géomorphologique: Thèse d'Etat thesis, Aix-Marseille II, 836 p.
- Julian, M., Anthony, E., 1996, Aspects of landslide activity in the Mercantour Massif and the French riviera, southeastern France: *Gemorphology*, v. 15, p. 275-289.
- Julian, M., Anthony, E.J, 1997, Mouvements de masse et torrentialité: cas du Tuébi et de la Haute Tinée, Alpes Maritimes (France): *Géomorphologie: relief; processus, environnements*, v. 1, p. 59-72.

-K-

- Kastrup, U., Zoback M.L., Deichmann N., Evans K, and Giardini D., 2004, Stress field variations in the Swiss Alps and the northern Alpine foreland derived from inversion of fault plane solutions: *J. Geophys. Res.*, v. 109.
- Kerchove, C., 1969, La "zone du Flysch" dans les nappes de l'Embrunnais-Ubaye (Alpes Occidentales): *Geol. Alpine*, v. 45, p. 1-202.
- Khazai, B., and N. Sitar, 2004, Evaluation of factors controlling earthquake-induced landslides caused by Chi-Chi earthquake and comparison with the Northridge and Loma Prieta events: *Engineering Geology*, v. 71, p. 79-95.
- Kieffer, D. S., 1998, Rock slumping: a compound failure mode of jointed hard rock slopes: Doctoral thesis, University of California at Berkeley, 204 p.
- Kobayashi, K., 1956, Periglacial morphology in Japan: *Puiletyu Priglacjalny*, v. 4, p. 15-36.
- Kojan, E., and J. N. Hutchinson, 1978, Mayunmarca rockslide and debris flow, Peru, *in* V. B., ed., *Rockslides and avalanches, 1: Natural phenomena*, Elsevier, p. 315-361.
- Komac, M., 2006, A landslide susceptibility model using the Analytical Hierarchy Process method and multivariate statistics in perialpine Slovenia: *Geomorphology*, v. 74, p. 17-28.
- Kruschwitz, S., and U. Yaramanci, 2004, Detection and characterization of the disturbed rock zone in claystone with the complex resistivity method: *Journal of Applied Geophysics*, v. 57, p. 63-79.

-L-

- Lacassin, R., P. Tapponnier, B. Meyer, and R. Armijo, 2001, Was the Trevaresse thrust the source of the 1909 Lambesc (Provence, France) earthquake? Historical and geomorphic evidence: *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science*, v. 333, p. 571-581.
- Lallemant, S., Huchon P., Jolivet L., and Prouteau G., 2005, Convergence lithosphériques: Enseigner les sciences de la Terre, Vuibert, 182 p.
- Lanteaume, M., 1962, Contribution à l'étude géologique des Alpes Maritimes franco-Italiennes (Stratigraphie): Thèse universitaire, Paris, 403 p.
- Lanteaume, M., 1983, Tectonique tardive et décrochements dans les Alpes-Maritimes Franco-Italiennes: *Mem. Soc. Geol. It.*, v. 26, p. 473-476.
- Lapenna, V., Lorenzo, P., Perrone, A., Piscitelli, S., 2003, High resolution geoelectrical tomographies in the study of Giarossa Landslide (Southern Italy): *Bull. Eng. Geol. Env.*, v. 62, p. 259-268.
- Laurent, O., 1998, Modalité de la structuration d'un prisme de front de chaîne: exemple de l'arc de Castellane (chaînes subalpines méridionales, France): PhD thesis, UNSA, 290 p.
- Laurent, O., Stéphan J.F., and Popoff M., 2000, Modalités de la structuration miocène de la branche Sud de l'arc de Castellane (Chaînes subalpines méridionales - France): *Géologie de la France*, v. 3, p. 33-65.
- Lavé, J., and Avouac J.P., 2001, Fluvial incision and tectonic uplift across the Himalayas of Central Nepal: *J. Geophys. Res.*, v. 106, p. 25561-25593.
- Lebourg, T., 2000, Analyse géologique et mécanique de glissements de terrain dans des moraines des Pyrénées Centrales et Occidentales (France), Université Bordeaux I, 361 p.
- Lebourg, T., Frappa, M., 2001, Mesures géophysiques pour l'analyse des glissements de terrain: *Revue Française de Géotechnique*, v. 96, p. 33-40.
- Lebourg, T., Binet, S., Tric, E., Jomard, H., El bedoui, S., 2005, Geophysical survey to estimate the 3D sliding surface and the 4D evolution of the water pressure on part of a deep seated landslide: *Terra Nova*, v. 17, p. 399-407.
- Lebourg, T., and Fabre R., 2000, Glacial tills instability on mountainsides, influence of the geomorphologic inheritance and the heterogeneity for forecasting the behaviour of slope movements: *VIII International Symposium on Landslides*, p. 887-892.
- Lebourg, T., Frappa M., and Sirieix C., 1999, Reconnaissance des surfaces de rupture dans les formations superficielles instables par mesures électriques: *PANGAEA*, v. 31, p. 69-72.
- Lebourg, T., Jomard H., guglielmi Y., and Tric E., Electrical imaging of the sliding geometry and fluids associated to a large rockslide: *Journal of applied geophysics*, p. Submitted.

- Lebourg, T., Riss J., and Pirard E., 2004, Influence of morphological characteristics of heterogeneous moraine formations on their mechanical behaviour using image and statistical analysis: *Engineering Geology*, v. 73, p. 37-50.
- Lebourg, T., Tric E., Guglielmi Y., Cappa F., Charmoille A., and Bouissou S., 2003, Geophysical survey to understand failure mechanisms involved on Deep-Seated-Landslides: EGS-EUG-AGU joint assembly.
- Lemoine, M., Graciansky P.C. de., and Tricart P., 2000, De l'océan à la chaîne de montagnes. Tectonique des plaques dans les Alpes: Collections Géosciences, Gordon and Breach, 207 p.
- Lin, A., T. Ouchi, A. Chen, and T. Maruyama, 2001, Co-seismic displacements, folding and shortening structures along the Chelungpu surface rupture zone occurred during the 1999 Chi-Chi (Taiwan) earthquake: *Tectonophysics*, v. 330, p. 225-244.
- Lin, C.-W., C.-L. Shieh, B.-D. Yuan, Y.-C. Shieh, S.-H. Liu, and S.-Y. Lee, 2004, Impact of Chi-Chi earthquake on the occurrence of landslides and debris flows: example from the Chenyulan River watershed, Nantou, Taiwan: *Engineering Geology*, v. 71, p. 49-61.
- Lin, M.-L., and C.-C. Tung, 2004, A GIS-based potential analysis of the landslides induced by the Chi-Chi earthquake: *Engineering Geology*, v. 71, p. 63-77.
- Lippitsch, R., Kissling E., and Ansorge J., 2003, Upper mantle structure beneath the Alpine orogen from high-resolution teleseismic tomography: *J. Geophys. Res.*, v. 108.
- Loke, M. H., Barker, R.D., 1996, Rapid least square inversion of apparent resistivity pseudosection by a quasi Newton method: *Geophysical research letter*, v. 44, p. 131-152.
- Loke, M. H., 1997, Res2Dinv software user's manual.
- Lourenco, S. D. N., K. Sassa, and H. Fukuoka, 2006, Failure process and hydrologic response of a two layer physical model: Implications for rainfall-induced landslides: *Geomorphology*, v. 73, p. 115-130.
- Luino, F., 2005, Sequence of instability processes triggered by heavy rainfall in the northern Italy: *Geomorphology*, v. 66, p. 13-39.

-M-

- Mackin, J. H., 1948, Concept of the graded river: *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 59, p. 463-512.
- Madeddu, B., Bethoux N., and Stéphan J.F., 1996, Champ de contrainte post-pliocène et déformations récentes dans les Alpes sud-occidentales: *Bull. Soc. Geol. Fr.*, v. 167, p. 797-810.
- Mahr, T., 1977, Deep-reaching gravitational deformation of high mountain slopes: *IAEG Bull.*, v. 16, p. 121-127.
- Malaroda, R., Carraro, F., Dal Piaz, G.V., Franceschetti, B., Sturani, C., Zanella, E., 1970, Carta geologica del Massiccio dell'Argentera alla scala 1:50.000 e Note illustrative: *Mem. Soc. Geol. A. IX*, 557-663.
- Malaroda, R., 2000, Neotettonica e glacialismo nella parte dell'alta Val Vésubie (Alpes Maritimes, Francia): *Rend. Fis. Acc. Lincei*, v. 11, p. 143-150.
- Malatrait, A. M., 1975, Mouvements gravitaires dans le territoire couvert par la feuille de St-Jean de Maurienne (Savoie) à 1/50000ème, *in* BRGM, ed., Orléans, p. 218.
- Malet, J. P., 2003, Les 'glissements de type écoulement' dans les marnes noires des Alpes du Sud. Morphologie, fonctionnement et modélisation hydro-mécanique: PhD thesis, Université Louis Pasteur, Strasbourg I, 332 p.
- Maquaire, O., Flageollet, J.C., Malet, J.P., Schmutz, M., Weber, D., Klotz, S., 2001, Une approche multidisciplinaire pour la connaissance d'un glissement-coulée dans les marnes noires du Callovo-Oxfordien (Super Sauze, Alpes de Hte Provence, France): *Revue Française de Géotechnique*, v. 95-96, p. 15-32.
- Martonne (de), E., 1920, Le rôle morphologique de la neige en montagne: *La géographie*, v. 2, p. 255-257.
- Martonne (de), E., 1923, Observations sur le glacier quaternaire de la Vésubie: *C. R. somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 28.
- Masclé, G., Arnaud H., Dardeau G., Debelmas J., Dubois P., Gidon M., Graciansky P.C. de., Kerchove C., and Lemoine M., 1986, Halocinèse précoce sur la marge Téthysienne Alpine: vers une réinterprétation des zones de gypse des Alpes: *C.R. Acad. Sci. Paris*, v. 304, p. 43-48.

- Matheson, D. S., and Thomson S., 1973, Geological implications of vally rebound: *Can. Geotech. J.*, v. 10, p. 961-977.
- Matthews, W. H., and Mc Taggart K.C., 1978, Hope rockslides, British Columbia, Canada, *in* V. B., ed., *Rockslides and avalanches*, 1: Natural phenomena, Elsevier, p. 259-274.
- Maurer, H., 1993, Seismotectonics and upper crustal structure in the Western Swiss Alps., ETH Zürich, 159 p.
- Maurer, H., Burkhard M., Deichmann N., and Green G., 1997, Active tectonism in the Central Alps: contrasting stress regimes north and south of the Rhone Valley: *Terra Nova*, v. 123, p. 588-600.
- Maurer, H., and Deichmann N., 1995, Microearthquakes cluster detection based on waveform similarities, with an application to the western Swiss-Alps: *Geophys. J. int.*, v. 123, p. 588-600.
- Mauritsch, H. J., Seiberl, W., Arndt, R., Römer, A., Schneiderbauer, K., Sendhofer, G.P., 2000, Geophysical investigations of large landslides in the carnic region of Southern Austria: *Engineering geology*, v. 56, p. 373-388.
- Mc Calpin, J. P., 1999, Geomorphology, hydrology, and hydrogeology of Medano Creek, Great Sand Dunes National Monument, southern Colorado: Hydrologic, geologic, and biologic research at great sand dunes National Monument and vicinity, Colorado: *Proceedings of National Park Service Research Symposium No. 1: U.S. Geological Survey*, p. 8-30.
- Mc Calpin, J. P., 2003, Criteria for determining the seismic significance of sackungen and other scarp-like landforms in mountainous regions, Hart, E.W. (ed.), *Ridge-Top Spreading in California: Contributions toward understanding a significant seismic hazard: California Geological Survey*, CD 2003-05, 2 CD-ROMs.
- Mc Calpin, J. P., and Irvine J.R., 1995, Sackungen at the Aspen Highlands ski area, Pitkin county, Colorado: *Environmental & Engineering geoscience*, v. 1, p. 277-290.
- Mc Cleary, J., Dohrenwend J., Cluff L., and Hanson K., 1978, 1872 earthquake studies, Washington Public Power Supply System Nuclear Project Nos. 1 and 4:, unpublished report by Woodward-Clyde Consultants, San Francisco, CA submitted to United Engineers and Constructors, Inc., April 1978, contract No. 52028,, p. 75.
- Mc Grath, R. J., Styles, P., Thomas, E., Neale, S., 2002, Integrated high-resolution geophysical investigations as potential tools for water resource investigations in karst terrain: *Environmental geology*, v. 42, p. 552-557.
- Mc Saveney, M. J., 1978, Sherman Glacier rock avalanche, *in* V. B., ed., *Rockslides and avalanches*, 1: Natural Phenomena, Elsevier, p. 197-258.
- Mc Cann, D. M., and A. Forster, 1990, Reconnaissance geophysical methods in landslide investigations: *Engineering Geology*, v. 29, p. 59-78.
- Meckel, L. D., 1997, Sedimentological and structural evolution of the Tertiary Devoluy basin, External western Alps, SE France: PhD thesis, Zürich.
- Mégard-Galli, J., and Faure J.L., 1988, Tetonique distensive et sédimentation au lidinien supérieur-Carnien dans la zone Briançonnaise: *Bull. Soc. Geol. Fr.*, v. IV, p. 705-715.
- Meghraoui, M., B. Delouis, M. Ferry, D. Giardini, P. Huggenberger, I. Spottke, and M. Granet, 2001, Active Normal Faulting in the Upper Rhine Graben and Paleoseismic Identification of the 1356 Basel Earthquake: *Science*, v. 293, p. 2070-2073.
- Méjean, P., 1930, Les noms des régions de Alpes Françaises, *La vie Alpine*.
- Melosh, H. J., 1986, The physics of very large landslides: *Acta Mechanica*, v. V64, p. 89-99.
- Menard, G., 1988, Structure et cinématique d'une chaîne de collision: les Alpes occidentales et centrales: These d'état, Grenoble.
- Merrien-Soukatchoff, V., Quenot, X., Guglielmi, Y., 2001, Modélisation par éléments distincts du phénomène de fauchage gravitaire. Application au glissement de la Clapière (Saint-Etienne de Tinée, Alpes Maritimes): *Revue Française de Géotechnique*, v. 95-96, p. 133-141.
- Milles, S., Lagofun, J., 1999, Topographie et topométrie modernes, techniques de mesures et de représentation, Eyrolles.
- Millies-Lacroix, A., 1981, Classification des talus et versants instables, 26ème Cong. Géol. Int. (section 17: "risques géologiques - Mouvements de terrain"): *Bull. Liaison Lab. P. et Ch.*, v. n° special X, p. 55-62.
- Miyazaki, T., 1993, *Water Flow in Soils*, Marcel Dekker, Inc, 312 p.
- Molnar, P., and England P., 1990, Late Cenozoic uplift of mountain ranges and global climate change: chicken or egg?: *Nature-London*, v. 346, p. 29-34.
- Monié, P., and Maluski H., 1983, Données chronologiques ³⁹Ar-⁴⁰Ar sur le socle antepremien du massif de l'Argentera Mercantour (Alpes Maritimes - France): *Bull. Soc. Geol. Fr.*, v. XXV, p. 247-257.
- Monterin, 1930, Les glaciers des Alpes Maritimes: *R. Geogr. Alp.*, p. 329-341.

- Montgomery, D. R., and M. T. Brandon, 2002, Topographic control on erosion rates in tectonically active mountain ranges: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 201, p. 481-489.
- Moret, L., 1945, *Les Eboulements de terrain en Montagnes*: Edition de la revue "les Alpes" Grenoble.
- Moriwaki, H., T. Inokuchi, T. Hattanji, K. Sassa, H. Ochiai, and G. Wang, 2004, Failure processes in a full-scale landslide experiment using a rainfall simulator: *Landslides*, v. 1, p. 277-288.
- Mudry, J., 1990, Les courbes flux chimique-débit et le fonctionnement des aquifères karstiques.: *journal of hydrology*, v. 120, p. 283-294.
- Mudry, J., Lastennet R., Puig J., and Blavoux B., 1994, Use of natural tracing to understand how an aquifer works. Basic and applied hydrogeological research in French karstic areas: COST 65, p. 27-53.
- Müller, L., 1964, The rock slide in the Vaiont valley: *Felsmech. Ingenieurgeol.*, v. 2, p. 148-212.
- Murray, J. B., and B. Voight, 1996, Slope stability and eruption prediction on the eastern flank of Mount Etna.: *Volcano Instability on the Earth and other planets*: Geological Society [London] Special publication, p. 100.
- Musumeci, G., A. Ribolini, and M. Spagnolo, 2003, The effects of late Alpine tectonics in the morphology of the Argentera Massif (Western Alps, Italy-France): *Quaternary International*, v. 101-102, p. 191-201.

-N-

- Nash, D., 1987, A comparative review of limit equilibrium methods of stability analysis, *Slope Stability. Geotechnical engineering and geomorphology* (eds. M.G. Anderson and K.S. Richards), Chichester: John Wiley & Sons, p. 11-75.
- Nemcok, A., 1972, Gravitational slope deformation in high mountains: *Proceed. of the 24th Int. Congress*, 1, p. 132-141.
- Nemcok, A., Pasek J., and Rybar J., 1972, Classification of landslides and other mass movements: *Rock mechanics*, v. 4, p. 71-78.
- Newton, I., 1687, *Philosophiae Naturalis Principia Mathematica*: Londini, S. Pepys, Reg. Soc. Praeses.
- Nicolas, M., Béthoux N., and Madeddu B., 1998, Instrumental seismicity of the western alps: *Pure and Applied Geophysics*, v. 152, p. 707-731.
- Nocquet, J.-M., 2002, *Mesure de la déformation crustale en Europe occidentale par Géodésie spatiale*: PhD thesis, Nice, 307 p.
- Nocquet, J.-M., and E. Calais, 2004, Geodetic Measurements of Crustal Deformation in the Western Mediterranean and Europe: *Pure and Applied Geophysics*, v. V161, p. 661-681.
- Nolan, J. M., and G. E. Weber, 1992, Evaluation of ground cracking caused by the 1989 Loma Prieta earthquake, Santa Cruz County, California: *Proc. of the 28th Symposium on Engineering Geology and Geotechnical Engineering*.
- Noverraz, F., 1996, Sagging or deep-seated creep: Fiction or Reality?: *Proc. 7th Int. Conf. on Landslides*, p. 821-828.
- Noverraz, F., Bonnard C., Dupraz H., and Huguenin L., 1998, *Grands glissements de versants et climat*, Rapport final PNR31, Vdf Hochschulverlag AG an der ETH Zürich, p. 314.

-O-

- Ochiai, H., Yanase H., and Matsuura S., 1985, Measurement of earthquake motion and pore water pressure at the Yui landslide area: *Proc. 4th international conference and field workshop on landslides*, p. 203-208.
- Okubo, C. H., 2004, Rock mass strength and slope stability of the Hilina slump, Kilauea volcano, Hawaii: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 138, p. 43-76.
- Olivet, J. L., 1978, L'origine du bassin nord-occidental de la Méditerranée du point de vue de la cinématique des plaques.: *Profil ECORS Golfe du Lion: Rapport d'implantation*, p. 35. (941-1/2) 803-827.

- Onda, Y., M. Tsujimura, and H. Tabuchi, 2004, The role of subsurface water flow paths on hillslope hydrological processes, landslides and landform development in steep mountains of Japan: *Hydrological Processes*, v. 18, p. 637-650.
- Oumarou, J., 1976, Etude géologique des bordures du massif de l'Argentera et du dôme de Barrot (Alpes Maritimes): PhD thesis, Université de Nice, 139 p.

-P-

- Palmquist, R. C., and Bible G., 1980, Conceptual modelling of landslide distribution in time and space: *Bull. of the International Association for Engineering Geology*, v. 21.
- Paschinger, V., 1928, Untersuchungen über Doppelgrate, *Z. Geomorph. N.F.*, Leipzig.
- Penck, A., and Bruckner E., 1901-1906, Les glaciers des Alpes du Sud, A. Univ. Grenoble, 1907 Trad. Schaudel ; 1908 Trad. Arbos., p. 117-167.
- Penck, W., 1924, Die morphologische analyse: Stuttgart, J. Engelhorn's Nachfolger, 283 p.
- Perriaux, L., 1934, Les glaciations quaternaires du Haut Var: étude morphologique: *B. Ass. Géogr. Fr.*, p. 2-9.
- Perrone, A., A. Iannuzzi, V. Lapenna, P. Lorenzo, S. Piscitelli, E. Rizzo, and F. Sdao, 2004, High-resolution electrical imaging of the Varco d'Izzo earthflow (southern Italy): *Journal of Applied Geophysics*, v. 56, p. 17-29.
- Persaud, M., and O. A. Pfiffner, 2004, Active deformation in the eastern Swiss Alps: post-glacial faults, seismicity and surface uplift: *Tectonophysics*, v. 385, p. 59-84.
- Petley, D. N., and Allison R.J., 1998, The mechanics of deep-seated landslides: *Earth Surface Processes and Landforms*, v. 22, p. 747-758.
- Pilot, G., 1982, Glissements de terrain liés directement à des travaux: *Revue Française de Géotechnique*, v. 17, p. 55-69.
- Plummer, L. N., and Busenberg E., 1999, Chlorofluorocarbons, *in* P. H. AL, ed., *Environmental tracers in subsurface hydrology*: Dordrecht, Kluwer, p. 441-478.
- Pollet, N., 2004, Mouvements gravitaires rapides de grandes masses rocheuses: Apport des observations de terrain à la compréhension des processus de propagation et dépôt. Application aux cas de La Madeleine (Savoie, France), Flims (Grisons, Suisse) et Köfels (Tyrol, Autriche): PhD thesis, Ecole Nationale des Ponts et Chaussées, 331 p.

-R-

- Radbruch-Hall, D., 1978, Gravitational creep of rock masses on slopes, *in* B. Voight, ed., *Rockslide and avalanches: Natural phenomena. Developm. in geotechnical Eng. ing.*, 14: Amsterdam, Elsevier Sc. Publ. Co., p. 608-657.
- Radbruch-Hall, D., Varnes D.J., and Colton R.B., 1977, Gravitational spreading of steep-sided ridges ("sackung") in Colorado: *Jour. Research U.S. Geol. survey*, v. 5, p. 359-363.
- Rebaï, S., Philip H., and Taboada A., 1992, Modern tectonic stress field in the Mediterranean region: evidence for variation in stress direction at different scales: *Geophys. J. int.*, v. 110, p. 106-140.
- Réhault, J. P., Boillot G., and Mauffret A., 1984, The western mediterranean basin: *Geodynamica evolution: Marine Geology*, v. 55, p. 447-478.
- Réhault, J. P., Olivet J.L., and Auzende J.M., 1974, Le bassin nord-occidental méditerranéen: structure et évolution: *Bull. Soc. Geol. Fr.*, v. 16, p. 281-294.
- Reid, M. E., 1997, Slope instability caused by small variations in hydraulic conductivity: *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*, v. 123, p. 717-725.
- Reitner, J., Lang M., and Husen (Van). D., 1993, Deformation in high slopes in different rocks after Würmian deglaciation in the Gailtal (Austria): *Quaternary International*, v. 18, p. 43-51.
- Rey, E., D. Jongmans, P. Gotteland, and S. Garambois, 2006, Characterisation of soils with stony inclusions using geoelectrical measurements: *Journal of Applied Geophysics*, v. 58, p. 188-201.

- Reynaud, L., and Vincent C., 2002, Histoire des fluctuations des glaciers en remontant le Petit Age de Glace: *La Houille Blanche*, v. 8, p. 16-19.
- Ribolini, A., 1999, Areal distribution of rock glaciers in the Argentera massif (MARitime Alps) as a tool for recent glacial evolution reconstruction: *Geografica Fisica e Dinamica Quaternaria*, v. 22, p. 83-86.
- Ribolini, A., 2000, Relief distribution, morphology and cenozoic differential uplift in the Argentera Massif (French-Italian Alps): *Z. Geomorph. N.F.*, v. 44, p. 136-378.
- Ribolini, A., 2003, An active rock glacier in the southernmost permafrost environment of the Alps (Argentera Massif, Italy): four years of surface ground monitoring.: *Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost, Extended Abstracts on Current Research and Newly available Information*, p. 133-134.
- Ribolini, A., and Fabre D., 2006, Permafrost Existence in Rock Glacier of the Argentera Massif, Maritime Alps, Italy: *Permafrost and Periglacial processes*, v. 17, p. 49-63.
- Ritz, J. C., Parisot S., Diouf A., and Niang M., 1999, Electrical imaging of lateritic weathering mantles over granitic and metamorphic basement of eastern Senegal, West Africa: *Journal of applied geophysics*, v. 41, p. 335-344.
- Ritz, J. F., 1992, Tectonique récente et sismotectonique des Alpes du Sud. Analyse en termes de contraintes: *Quaternaire*, v. 3, p. 111-124.
- Robain, H., M. Descloitres, M. Ritz, and Q. Y. Atangana, 1996, A multiscale electrical survey of a lateritic soil system in the rain forest of Cameroon: *Journal of Applied Geophysics*, v. 34, p. 237-253.
- Rochet, L., Giraud A., Antoine P., and Evrard H., 1994, La déformation du versant du Mt Sec dans le secteur des Ruines de Séchilienne (Isère-France): *Bull. of the International Association for Engineering Geology*, v. 50, p. 75-87.
- Rolland, Y., Lardeaux J.M., S. Guillot, and C. Nicollet, 2000, Syn-convergence extension, vertical pinching and contrasted metamorphic units on the western edge of the Grand-Paradise massif (French-Italian Alps): *Geodin. Acta*, v. 13, p. 133-148.
- Roth, M. J. S., J. R. Mackey, C. Mackey, and J. E. Nyquist, 2002, A case study of the reliability of multielectrode earth resistivity testing for geotechnical investigations in karst terrains: *Engineering Geology*, v. 65, p. 225-232.
- Rubatto, D., Schaltegger U., Lombardo B., and Compagnoni R., 2001, Complex Paleozoic magmatic and metamorphic evolution in the Argentera Massif (Western Alps) resolved with U-Pb dating: *Schweiz. Mineral. Petrogr.*, v. 81, p. 213-228.
- Rutqvist, J., and O. Stephansson, 2003, The role of hydromechanical coupling in fractured rock engineering: *Hydrogeology Journal*, v. V11, p. 7-40.

-S-

- Sacco, F., 1912, I ghiacciai antichi ed attuali delle Alpi Maritime centrali: *Atti. Soc. Ital. Sci. Nat.*, v. 51, p. 99-128.
- Sagaseta, C., J. M. Sanchez, and J. Canizal, 2001, A general analytical solution for the required anchor force in rock slopes with toppling failure: *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, v. 38, p. 421-435.
- Sanchez, G., 2006, Evolution tectonique Alpine et relation tectonique-déstabilisation de versant dans le massif de l'Argentera. Etude du secteur Haute Tinée: Master thesis, Nice, 58 p.
- Sassa, K., 1985, The geotechnical classification of Landslides: *Proc. 4th Int. onf. and Field Workshop on Landslides*, p. 31-40.
- Sassa, K., 1987, The Onset of debris avalanche and its interpretation: *Landslide news*, v. 1, p. 6-8.
- Sauret, B., and Terrier M., 1987, Compte rendu de mission Argentera, BRGM ed., note BS/GR 87, p. 175.
- Sauro, U., and D. Zampieri, 2001, Evidence of recent surface faulting and surface rupture in the Fore-Alps of Veneto and Trentino (NE Italy): *Geomorphology*, v. 40, p. 169-184.
- Savage, W. Z., and H. S. Swolfs, 1986, Tectonic and gravitational stress in long symmetric ridges and valleys: *J. Geophys. Res.*, v. 91, p. 3677-3685.
- Sawada, A., Uchida, M., Shimo, M., Yamamoto, H., Takahara, H., Doe, T.W., 2000, Non-sorbing tracer migration experiments in fractured rock at the Kamaishi Mine, Northeast Japan: *Engineering geology*, v. 56, p. 75-96.

- Schaer, J. P., and Jeanrichard F., 1974, Mouvements verticaux anciens et actuels dans les Alpes suisses: *Eclogae Geologicae Helveticae*, v. 67, p. 101-119.
- Schmid, S., Fügenschuh B., Kissling E., and Schuster R., 2004, Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen: *Eclogae Geologicae Helveticae*, v. 97, p. 93-117.
- Schott, J., 1976, Etude paléomagnétique des sédiments Permien de l'Argentera-Mercantour: PhD thesis, Inédit. Strasbourg.
- Schreiber, D., 2005, Modélisation des surfaces Géologiques du pays Niçois: Master thesis, UNSA, Nice, 35 p.
- Schroetter, J. M., 1998, L'enregistrement sédimentaire de la déformation mio-plio-quaternaire sur la bordure ouest de l'arc de Nice: analyse sédimento-morpho-structurale: *Geol. Alpine*, v. 74.
- Schwartz, S., 2002, La zone piémontaise des Alpes occidentales: un paléo-complexe de subduction. Arguments métamorphiques, géochronologiques et structuraux, Université Claude Bernard, Lyon 1, 341 p.
- Schweitzer, G., 1968, Le tardiglaciaire et le niveau des neiges permanentes dans les hautes montagnes des Alpes Maritimes. L'exemple du bassin supérieur de la Tinée: *Méditerranée*, v. 1, p. 23-41.
- Semenza, E., and Ghirotti M., 2000, History of the 1963 Vaiont slide: the importance of geological factors: *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, v. 59, p. 87-97.
- Seward, D., and N. S. Mancktelow, 1994, Neogene kinematics of the central and western Alps: Evidence from fission-track dating: *Geology*, v. 22, p. 803-806.
- Shakoor, A., and A. J. Smithmyer, 2005, An analysis of storm-induced landslides in colluvial soils overlying mudrock sequences, southeastern Ohio, USA: *Engineering Geology*, v. 78, p. 257-274.
- Shaller, P. J., 1991, Analysis and implications of large Martian and terrestrial landslides: PhD thesis, California Institute Technology, Pasadena.
- Shou, K.-J., and C.-F. Wang, 2003, Analysis of the Chiufengershan landslide triggered by the 1999 Chi-Chi earthquake in Taiwan: *Engineering Geology*, v. 68, p. 237-250.
- Siddans, A. W. B., Henry B., Kliegfield R., Lowrie W., Hirt A., and Percevault M.N., 1984, Finite strain pattern and their significance in Permian rocks of the Alpes Maritimes (France): *Journal of structural Geology*, v. 6, p. 339-368.
- Siebert, L., 1984, Large volcanic debris avalanches: characterisation of source areas, deposits, and associated eruptions: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 22, p. 163-197.
- Sion, J., 1908, Le Var supérieur: étude de géographie physique, 97 p.
- Sjöberg, J., 1999, Analysis of large scale rock slopes: PhD thesis, Lulea University of Technology, 788 p.
- Skempton, A. W., 1949, Alexandre Collin: A note on his pioneer work in soil mechanics: *Géotechnique*, v. 1, p. 216-221.
- Skempton, A. W., and Hutchinson D.J., 1969, Stability of natural slopes and embankment foundations. State of the art report: *Proceedings 7th International conference on soil mechanics and foundation engineering*, p. 291-340.
- Small, E., and Anderson R., 1995, Geomorphically driven late enozoic rock uplift in the Sierra Nevada, California: *Science*, v. 270, p. 277-280.
- Smith, L. N., 2001, Columbia Mountain landslide: late-glacial emplacement and indications of future failure, Northwestern Montana, USA: *Geomorphology*, v. 41, p. 309-322.
- Solonenko, V. P., 1977, Landslides and collapses in seismic zones and their prediction: *IAEG Bull.*, v. 15, p. 4-8.
- Sorriso-Valvo, M., G. Gulla, L. Antronico, C. Tansi, and M. Amelio, 1999, Mass-movement, geologic structure and morphologic evolution of the Pizzotto-Greci slope (Calabria, Italy): *Geomorphology*, v. 30, p. 147-163.
- Stampfli, G. M., J. Mosar, D. Marquer, R. Marchant, T. Baudin, and G. Borel, 1998, Subduction and obduction processes in the Swiss Alps: *Tectonophysics*, v. 296, p. 159-204.
- Stéphan, J. F., Bethoux N., Bigot-Cormier F., Caby Y., Corsini M., Delteil J., De Lepinay B., Masson F., Paul A., Ruffet G., and Sosson M., 2000, Approche 3D intégrée sur la géotransverse de l'Argentera (Géofrance 3D Alpes): 18ème réunion des Sciences de la Terre, Poster, Abstract p 236.
- Stini, J., 1941, Unsere Taler: Wachsen zu. *Geol u. Bauwes.*, v. 13, p. 71-79.
- Storti, F., A. Billi, and F. Salvini, 2003, Particle size distributions in natural carbonate fault rocks: insights for non-self-similar cataclasis: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 206, p. 173-186.
- Storz, H., Storz, W., Jacobs, F., 2000, Electrical resistivity tomography to investigate geological structures of the earth's upper crust: *geophysical prospecting*, v. 48, p. 455-471.

- Strom, A. L., 1996, Some morphological types of long-runout rockslides: Effect of the relief on their mechanism and on the rockslide deposits distribution: Proc. 7th Int. Symp. on Landslides, p. 1977-1982.
- Sue, C., 1998, Géodynamique actuelle et récente des Alpes occidentales internes. Approche structurale et sismologique, Université Joseph Fourier, Grenoble, 299 p.
- Sue, C., F. Thouvenot, J. Frechet, and Tricart P., 1999, Widespread extension in the core of the Western Alps revealed by earthquake analysis.: J. Geophys. Res., v. 104, p. 25611-25622.
- Sue, C., and Tricart P., 2003, Neogene to current normal faulting in the inner western Alps: a major evolution of the late alpine tectonics: Tectonics, v. 22.
- Sumanovac, F., 2006, Mapping of thin sandy aquifers by using high resolution reflection seismics and 2-D electrical tomography: Journal of Applied Geophysics, v. 58, p. 144-157.
- Sumanovac, F., and M. Weisser, 2001, Evaluation of resistivity and seismic methods for hydrogeological mapping in karst terrains: Journal of Applied Geophysics, v. 47, p. 13-28.
- Summerfield, M. A., and Hulton N.J., 1994, Natural controls of fluvial denudation rates in major world drainage basins: J. Geophys. Res., v. 99, p. 13871-13883.
- Suzuki, K., and Higashi S., 2001, Groundwater flow after heavy rain in landslide-slope area from 2-D inversion of resistivity monitoring data: Geophysics, v. 66, p. 733-743.

-T-

- Tabor, R. W., 1971, Origin of ridge-top depressions by large scale creep in the Olimic Mountains: Bull. Soc. Geol. Am., v. 82, p. 1811-1822.
- Tamrakar, N. K., S. Yokota, and O. Osaka, 2002, A toppled structure with sliding in the Siwalik Hills, midwestern Nepal: Engineering Geology, v. 64, p. 339-350.
- Ter-Stepanian, G., 1966, Type of depth-creep of slopes in rock masses: Probl. Geomech., v. 3, p. 46-69.
- Terzaghi, K., 1950, Mechanism of landslides: In Application of geology to Engineering Practice, Berkley volume, Geol. Soc. Amer., p. 83-123.
- Terzaghi, K., 1962, Stability of steep slopes on hard unweathered rock: Géotechnique, v. 12, p. 251-270.
- Thouvenot, F., J. Frechet, L. Jenatton, and J. F. Gamond, 2003, The belledonne Border Fault: identification of active seismic strike-slip fault in the Western Alps: Geophys. J. int., v. 155, p. 876-892.
- Thouvenot, F., J. Frechet, P. Tapponnier, J.-C. Thomas, B. Le Brun, G. Menard, R. Lacassin, L. Jenatton, J.-R. Grasso, O. Coutant, A. Paul, and D. Hatzfeld, 1998, The ML 5.3 Épagny (French Alps) earthquake of 1996 July 15: a long-awaited event on the Vuache Fault: Geophysical Journal International, v. 135, p. 876-892.
- Tibaldi, A., Ferrari L., and Pasquarè G., 1995, Landslides triggered by earthquakes and their relations with fault and mountain slope geometry: an example from Ecuador: Geomorphology, v. 11, p. 215-226.
- Tohari, A., Nishigaki, M., Komatsu, M., 2000, Laboratory experiments on initiation of rainfall-induced slope failure with moisture content measurements: International conference on geotechnical and geological engineering.
- Tricart, P., 1982, Les marqueurs des mouvements verticaux du socle aux abords du massif du Pelvoux: Rev. Géogr. Phys. Géol. Dynam., v. 23, p. 289-300.
- Tricart, P., 1984, From passive margin to continental collision : a tectonic scenario for the Western Alps: American Journal of Science, v. 284, p. 97-120.
- Tricart, P., 2004, From extension to transpression during the final exhumation of the Pelvoux and Argentera massifs, Western Alps: Eclogae Geologicae Helvetiae, v. 97, p. 429-439.
- Tricart, P., Bouillin J.P., Dick P., Moutier L., and Xing C., 1996, Le faisceau de faille de la haute-Durance et le jeu distensif du front Briançonnais au sud-est du Pelvoux (Alpes occidentales): C.R. Acad. Sci. Paris, v. 323, p. 251-257.
- Tullen, P., 2002, Méthodes d'analyse du fonctionnement hydrogéologique des versants instables: PhD thesis, Ecole polytechnique fédérale Lausanne, 301 p.

-V-

- Varnes, D. J., 1978, Landslides types and processes., *in* S. R. L. K. R.J., ed., *Landslides Analysis and Control*, Washington D.C., Transportation Research Board Special Report 176, p. Chap. 2, 11-33.
- Varnes, D. J., Radbruch-Hall D., and Savage W.Z., 1989, Topographic and structural conditions in area of gravitational spreading of ridges in the western United States: U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 1496, Washington, p. 1-28.
- Vernet, J., 1963, Remarque sur le Permien du massif de l'Argentera et du dôme de Barrot: *Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. Grenoble*, v. 34, p. 199-213.
- Vernet, J., 1965, Sur un décrochement horizontal tardif du socle dans la région méridionale de la zone des massifs externes (Massif de l'Argentera, Alpes Maritimes): *C.R. Acad. Sci. Paris*, v. 261, p. 1358-1360.
- Vialon, P., 1990, Deep alpine structures and geodynamic evolution: an introduction and outline of a new interpretation: *Mémoires de la Société Géologique de France*, v. 156, p. 7-14.
- Vogt, J., 1979, Les tremblements de terre en France, *Mém. Brgm*, 96, p. 220.
- Voight, B., 2000, Structural stability of andesite volcanoes and lava domes: *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, v. 358, p. 1663-1703.
- Voight, B., Janda R.J., Glicken H., and Douglass P.M., 1983, Nature and mechanics of the Mount St Helens rockslide-avalanche of 18 May 1980 (Nature et mécanique de l'avalanche et des glissements de blocs du Mont St Helens le 18 mai 1980): *Géotechnique*, v. 33, p. 243-273.

-W-

- Wang, G., Sassa, K., 2003, Pore-pressure generation and movement of rainfall-induced landslides: effect of grain size and fine-particle content: *Engineering geology*, v. 69, p. 109-125.
- Wang, W.-N., M. Chigira, and T. Furuya, 2003, Geological and geomorphological precursors of the Chiu-fen-erh-shan landslide triggered by the Chi-chi earthquake in central Taiwan: *Engineering Geology*, v. 69, p. 1-13.
- West, D. O., 1987, The Wenos valley fault holocene normal faulting or gravitational sliding in the Yakima fold belt, Columbia Plateau?: *Geol. Soc. Am., Abs. with Programs*, v. 16, p. 463.
- West, R.J., Larson N.B., V. P.J., Nicholas D.E., and R. D. Call, 1985, Aitik slope stability study, Call & Nicholas, Inc. Report to Boliden Mineral AB, Aitik Mine.
- Whalley, W. B., Douglas J.R., and Jonsson A., 1983, The magnitude and frequency of large rockslides in Iceland during the postglacial: *Geografiska Annaler*, v. 65A, p. 99-109.
- Whalley, W. B., and Palmer C.F., 1998, A glacial interpretation for the origin and formation of the Marinets rock glacier, Alpes Maritimes, France: *Geografiska Annaler*, v. 80, p. 221-236.
- Whipple, K. X., 2001, Fluvial landscape response time: how plausible is steady-state denudation?: *American Journal of Science*, v. 301, p. 313-325.
- Wieczorek, G. F., 1996, Landslide triggering mechanisms, *in* T. A. K. S. R.L., ed., *Landslides, investigation and mitigation*: Washington D.C., National Academy Press, p. 36-75.
- Wilkinson, P. L., Anderson M.G., and Lloyd D.M., 2003, An integrated hydrological model for rain-induced landslide prediction: *Earth Surface Processes and Landforms*, v. 27, p. 1285-1297.
- Willett, S. D., and M. T. Brandon, 2002, On steady states in mountain belts: *Geology*, v. 30, p. 175-178.
- Wise, D. J., J. Cassidy, and C. A. Locke, 2003, Geophysical imaging of the Quaternary Wairoa North Fault, New Zealand: a case study: *Journal of Applied Geophysics*, v. 53, p. 1-16.

-Y-

Yuan, H., S. Hui Yang, R. D. Andrus, and C. Hsein Juang, 2004, Liquefaction-induced ground failure: a study of the Chi-Chi earthquake cases: *Engineering Geology*, v. 71, p. 141-155.

-Z-

Zischinsky, U., 1966, On the deformation of high slopes: *Proc. 1st Conf. Int. Soc. Rock Mech.*, p. 179-185.

Zischinsky, U., 1969, *Über Sackungen: Rock mechanics*, v. 1, p. 30-52.

- ANNEXES -

ANNEXE 1

Nous présentons dans cette annexe les profils tomographiques électriques acquis dans la vallée de la Tinée en aval du glissement rocheux de la Clapière et du village de Saint Etienne de Tinée.

Il s'agit de 9 profils acquis en configuration pôle-pôle dont 2 regroupent respectivement 2 et 3 profils (4-5 et 6-7-8)

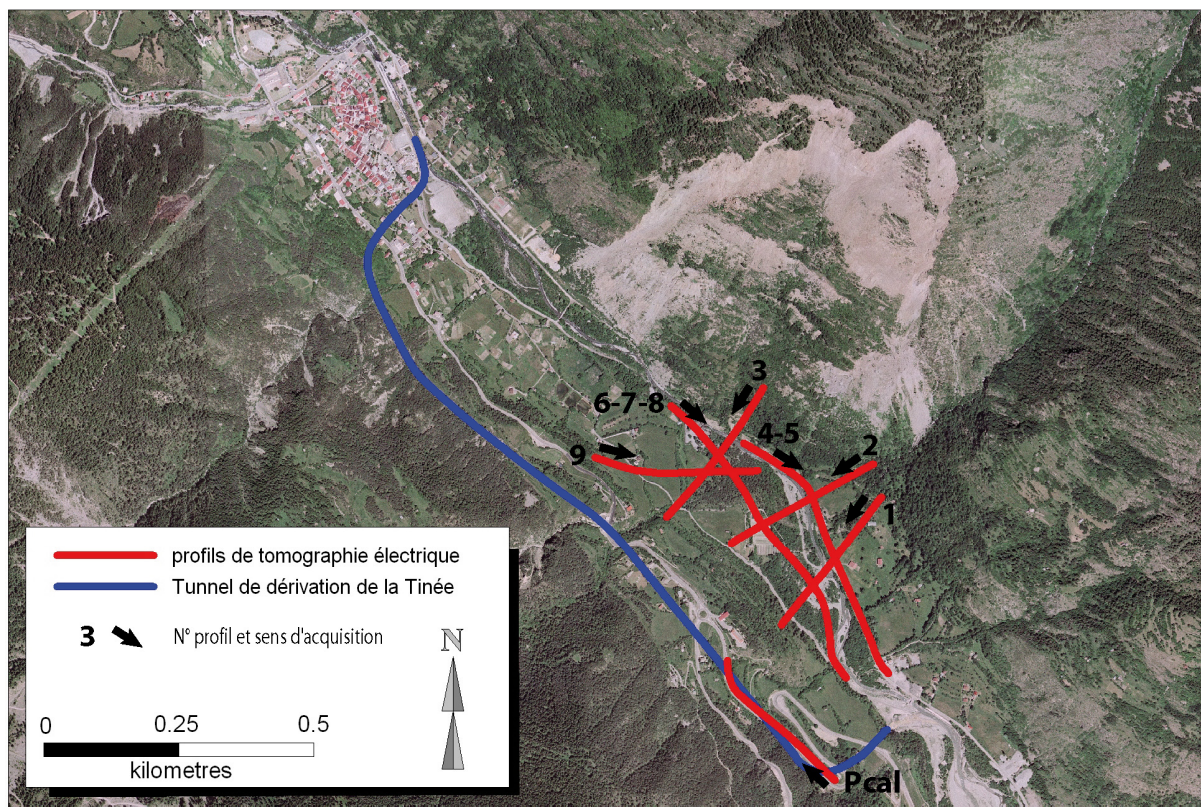


Figure 1 : Localisations des profils du pieds du glissement de la Clapière

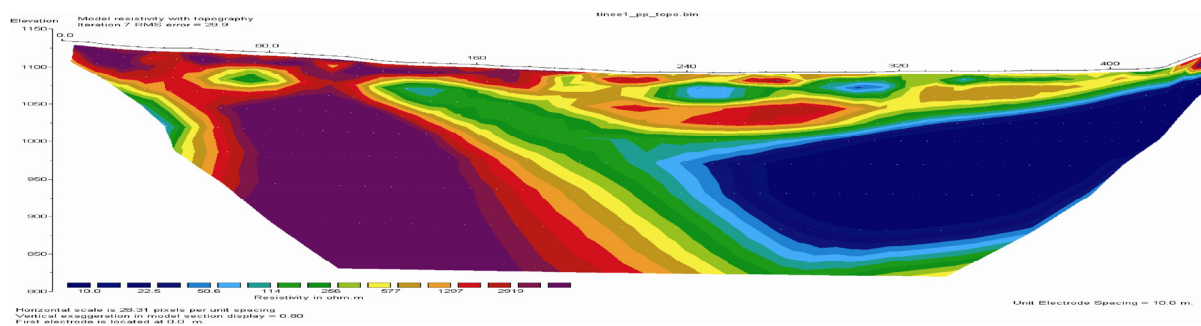


Figure 2 : Profil n°1

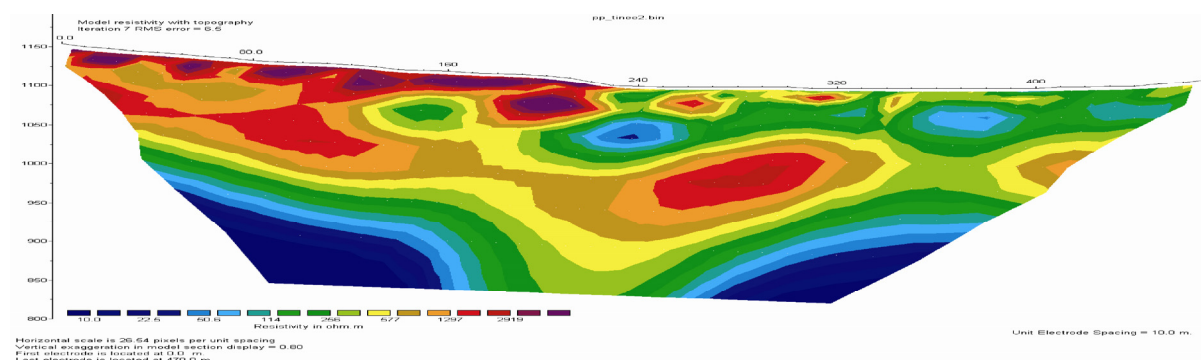


Figure 3 : Profil n°2

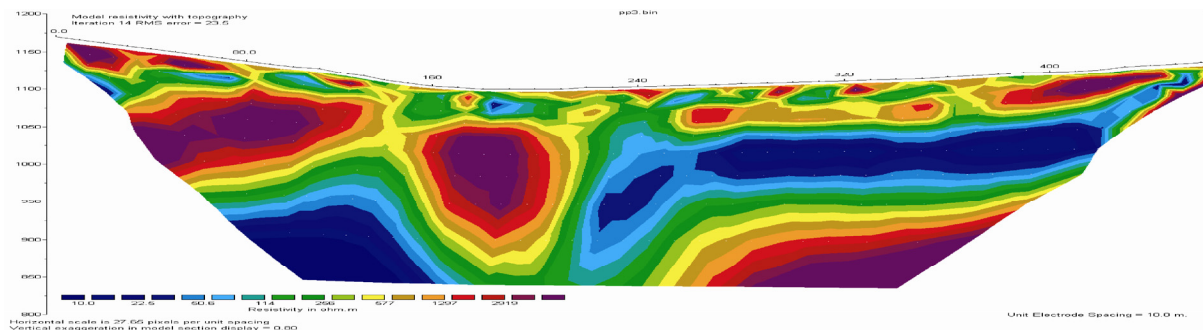


Figure 4 : Profil n°3

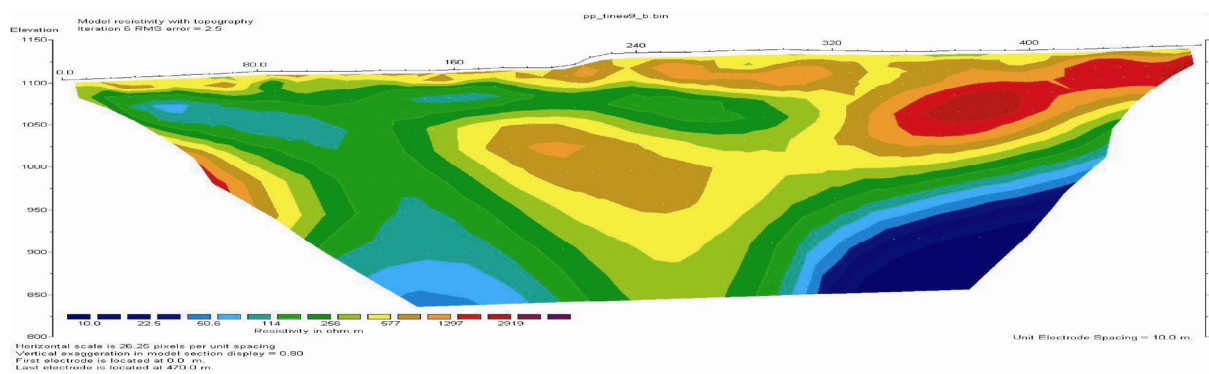


Figure 5 : Profil n° 9

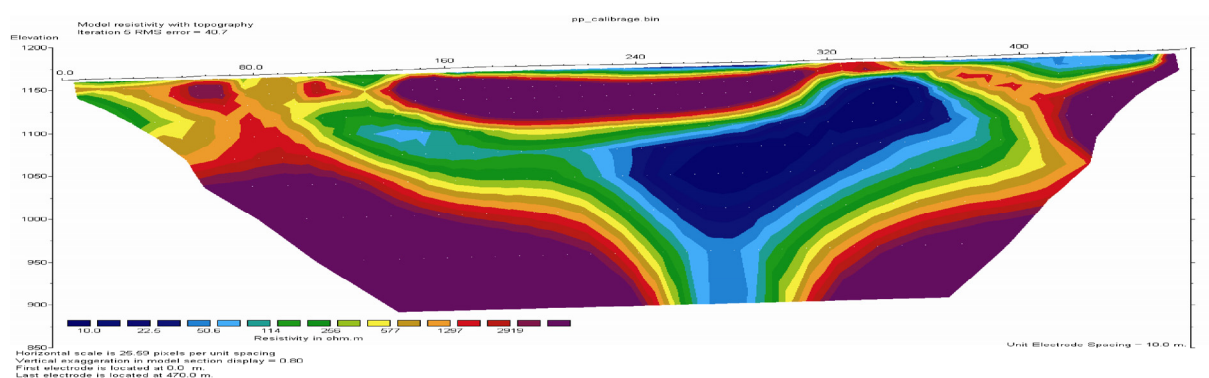
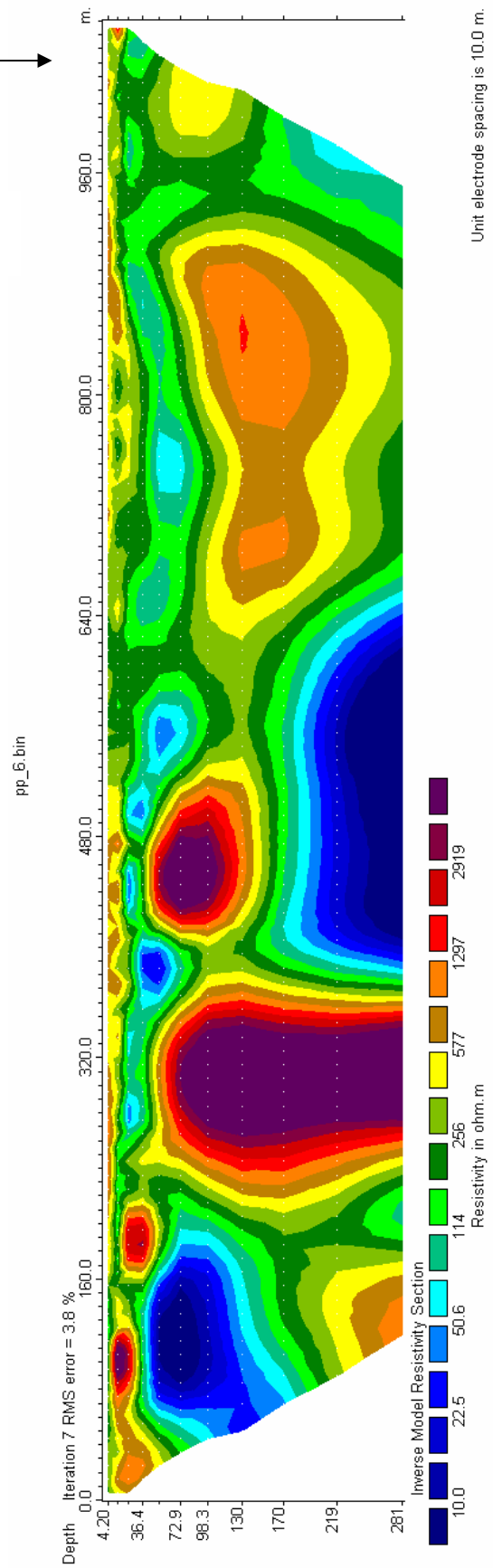
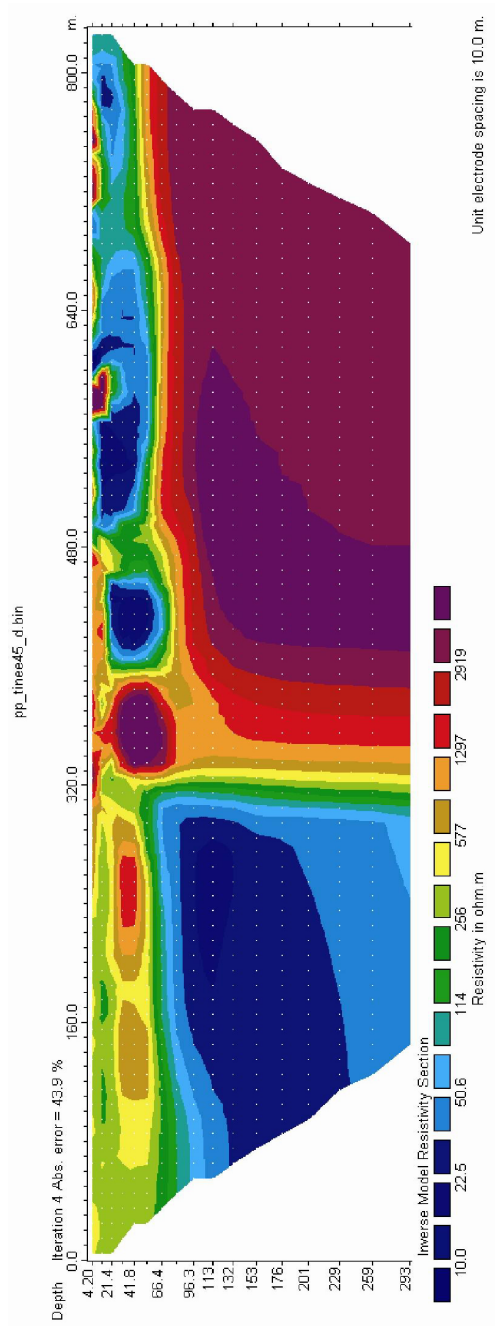


Figure 6 : Profil de calibration (Pcal)

Figure 7 : Profiles 6 - 7 - 8

Figure 8 : Profiles 4 - 5



ANNEXE 2

Cette 2^{de} annexe présente l'article en préparation présenté en Français dans le chapitre 2 et en conclusion générale.

Morpho-tectonic control of gravitational movements in rock slopes: A morphological analysis in the western part of the Argentera massif.

H. Jomard, Y. Guglielmi and T. Lebourg

Article en cours de rédaction

Abstract:

The western part of the Argentera-Mercantour massif (French Alps) hosts very large currently active landslides (like the La Clapière landslide) responsible of many disorders and risks to the highly touristic valleys of its foreland. Such instable rock volumes of 1 to 100 10^6 m^3 were mapped at a regional scale and the results were compared to geostructural mapping at the same scale. A relative chronology of the events was established and locally completed by absolute ^{10}Be dating. Two types of large slope destabilisations were identified: deep seated landslides (DSL) that correspond to rock volumes bounded by a failure surface and deep seated gravitational slope deformations (DSGSD) that correspond to large sagging zones including trenches and scarps or counterscarps.

DSGSD display typical sagging features in the middle and upper parts of most of the massif slopes. Some features are parallel to slope crests directions and some others are secant, even being perpendicular in some cases. Those secant features appear also much longer than the slope, crossing valleys where local reorientations of the rivers network are observed.

Gravitational features are colinear to major N140°E and N020°E tectonic faults. Major DSGSD are located in areas where the mountain crest is collinear with the N140°E direction. DSL are mostly included within DSGSD and located at the slopes foot. Most of DSL followed a similar failure evolution process according to postglacial oversteepened topographies and resulting from a progressive failure growing from the foot to the top of the DSGSD and that lasts over a 10 ky time period.

This multi-scale approach allows estimating that large scale DSGSD could be controlled by tectonic movements along the massif major faults until 10 ky. Gravitational deformations localisation appears to be time dependant with tectonic uplift actually indicating a decreasing massif denudation activity since 10 ka.

Key-words: Deep seated gravitational slope deformation (DSGSD), Deep seated landslides (DSL), active tectonic, Argentera massif, uplift, post-glacial morphology.

1 Introduction

For each important mountain belt exists at least one example of deep seated gravitational deformation (Crosta, 1996). In the same way, active faulting can be recognized by fault scarps in a number of tectonically active orogens (Persaud and Pfiffner, 2004). Since many years, publications and observations on both phenomena are more and more important. Few authors have then proposed analyses coupling both large gravitational slope deformation and recent tectonic activity of studied areas (Persaud and Pfiffner, 2004; Ambrosi and Crosta, 2005; Hyppolyte et al., 2006).

To date, studies concerning the gravitational deformation of slopes are often done at the slope scale or confined to valleys so that the influence of parameters such as topography, post-glacial effect, tectonic framework are not really discretized while neo-tectonic studies that are conducted at much larger scales often do not consider gravitational deformations.

Deep seated and massif scale recent deformations in the Argentera-Mercantour Massif were poorly documented (Sauret and Terrier, 1987 ; Baubron, 1988 ; Ghafiri, 1995 ; Malaroda, 2000 ; Godel, 2003 ; Musumeci et al., 2003 ; Sanchez, 2006) despite the fact that this area: (i) is one of the most seismically active region in France (Vogt, 1979), (ii) hosts very large active rockslides such as the well known La Capière Landslide (Follacci, 1987; 1999 ; Compagnon et al., 1997; Guglielmi et al. 2000 ; Gunzburger and Laumonier 2002 ; Casson et al., 2003 ; Jomard et al., 2006...). Some previous studies showed that the $60 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ La Clapière landslide is imbedded in a larger scale and older gravitational movement (Follacci et al., 1984 ; Guglielmi et al., 2005 ; Cappa et al., 2004 ;). The problem then is to find if whether or not there is a link between this currently active landslide and ancient massif deformations

We propose in this paper an analysis of those recent deformations considering whether they originate from large gravitational or recent tectonic deformations. In order to make such an analysis, the study was conducted at a regional scale and coupled with relative dating and ^{10}Be absolute dating over a 20 ky time period. This study is located in the occidental part of the Argentera-Mercantour Massif (Figure 1) and a part of its sedimentary cover through its 3 main valleys: Tinée, Vésubie and Haut Var (Figure 2). A coupled field work and air-photo analysis was carried out in order to make a complete inventory of deformations.

This study is a contribution to the better understanding of possible links between moderate tectonic activity and large landslides triggering in a region of temperate climate.

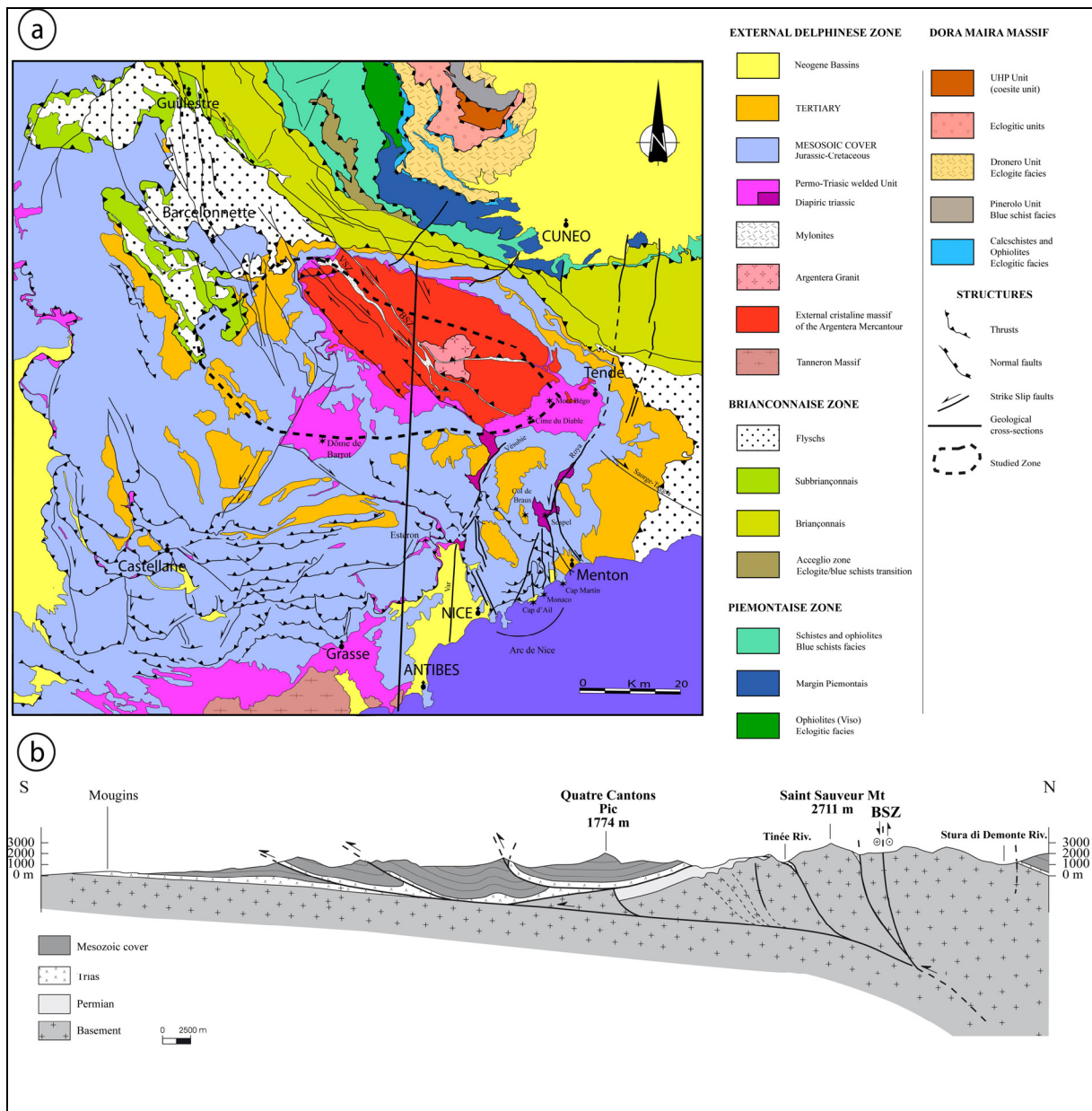
1.1 Geological settings

1.1.1 Morphological settings

The Argentera Mercantour massif and its foreland has been a high relief energy area since the early Pliocene (Fauquette et al. 1999). Altitudes range between 400 m and 3 143 m a.s.l (at Mt Gélas) in the gneissic bedrock and 3 051 m (at Mt Pelat) in its sedimentary cover. Combined glacial and river network erosion deep incised the massif giving slopes heights of 2 000 m.

The glaciation history of the area is complex and poorly documented. The higher parts of the valleys display typical alpine glacial morphological characteristics and glacial deposits. However, glaciers have not been as important as in the other northernmost massifs in the Alps with a southern extension of the ice to a 500 m a.s.l altitude and a maximum thickness of 500 m in the valleys (Julian, 1980), the summits were also not covered by any ice sheet. Only the feet of valleys were filled with ice and as a consequence mean slope angles vary from 35° up to 1 700 m to 25° above. The end of the Würmian glaciation was estimated at 13 300 years

BP for valley glaciers (Bigot Cormier et al., 2005) and at 8 000 years BP for the higher slope parts (Julian, 1980).



**Figure 1: a) Structural Map of the south-western Alps (modified from Schreiber, 2005).
b) Sub-meridian cross sections of active compressive structures during the Argentera massif denudation (Modified from Bigot-Cormier et al., 2006)**

1.1.2 Recent evolution of the Argentera Massif

The Argentera Mercantour massif corresponds to the southernmost part of the External Crystalline Massifs of the western Alps, belongs to the European basement of the external domain and outcrop in the outer Dauphinoise Zone (Figure 1a). It results of a polyphased deformation evolution from Variscan to Alpine orogenies (Faure-Muret and Fallot, 1954; Faure-Muret, 1955; Musumeci et al., 2003 ; Corsini et al., 2004).

The basement consists of high-grade metamorphic and intrusive rocks, the latter of late carboniferous age (Ferrara and Malaroda, 1969). It is unconformably covered by a marine sedimentary succession of late Carboniferous-Cenozoic age, partly detached at the level of the

Triassic evaporites (Malaroda et al, 1970) and overthrust by penninic detritic units during late Eocene-Early Oligocene (Autapie nappe and Parpaillon nappe) (Tricart, 1984).

At the end of Oligocene the basement held up 8 to 10 km of sediments (Bigot-Cormier et al., 2000, 2006). The repartition of those sediments was led by basement structures issued from the Variscan orogeny and the Tethysian rifting. The basement is divided in different well defined blocks reactivated later by the Alpine shortening (Delteil et al, 2003) leading to differential vertical motions (Bigot Cormier et al. 2000, 2006). The exhumation history of the Argentera Massif, for the last 8Ma is characterized by mean denudation rates of 0.25mm/y in the late Miocene-Pliocene (8-3.5Ma) and 0.8-1.4mm/y for the Pliocene-present (3.5-0Ma) (Bogdanoff et al., 2000; Bigot Cormier et al, 2000, 2006). The uplift is localised on crustal scale blind thrusts (Stephan et al., 2000, Bigot-Cormier et al., 2006) on which more superficial alpine deformations connect (Figure 1b).

Current uplift of the Argentera is not demonstrated because of a lack of measurements (Ribolini, 2000) despite other Crystalline Massif in the alps indicate an average value of 1mm/y (Schaer and Jeanrichard 1974 ; Fourniguet, 1977). Internal causes of this uplift are still debates today, in particular about the ratio between tectonic stresses and isostatic release mechanism.

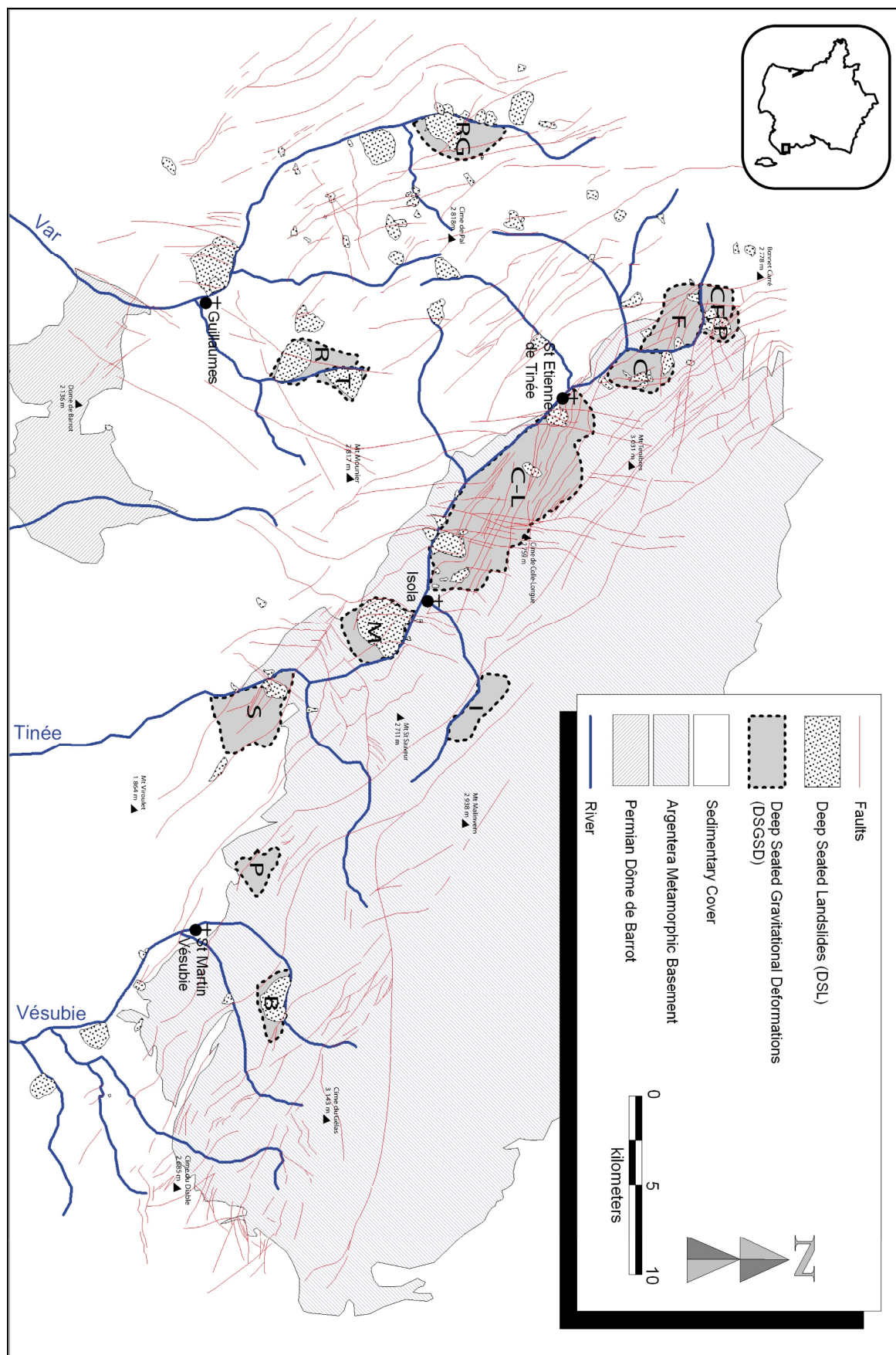
1.1.3 Studied Valleys brittle tectonic deformations

The Upper Tinée valley represents the western limit between the basement with its unwelded Permo-Triassic and detached Mesozoic sedimentary cover (Figure 1a, figure 2). The basement rocks are migmatitic paragneisses with meta-granodioritic intrusions (Faure-Muret, 1955). Ductile fabrics present a global N130°E trending foliation plane dipping to the NE. The main slopes directions are collinear to the N110-140°E trending faults of the massif and make a 70° angle towards the second major N000-30 faults system.

The Vesubie valley also flows through the southern limit between the metamorphic basement and its sedimentary cover (Figure 2). Major differences with the Upper Tinée valley are, (i) a more heterogeneous metamorphic basement rocks, (ii) valleys and adjacent slopes and crests orientations do not follow the main N130 foliation direction that they cut with angles of 40° to 90°.

The Haut-Var valley develops in the sedimentary cover of the Argentera Massif (Figure 2), from Permian deposits in the “Dôme de Barrot” (Bordet, 1950; Oumarou, 1976), to Eocene-early Oligocene detritic deposits (Tricart, 1984).

The structural map (Figure 2) is a synthesis of: (i) an accurate field work in the Tinée valley, (ii) a compilation of existing 1/50000, 1/250000 geological maps (refs) and air photo analysis for the Haut Var valley, (iii) an air photo analysis and field work for the Vésubie valley. The Variscan basement is dominated by N110-140°E and N060-080°E orientations. Equivalent orientations and major N000-030°E directions are found in the Mesozoic sedimentary cover. This last set is also represented in continuity in an individualized Upper Tinéan basement block but seems absent in the Vesubian part of the massif.



1.2 Large scale deformations of the massif slopes

1.2.1 Studied deformations

We will make the distinction in this paper between deformations that are clearly linked to gravity because they are bounded by a recognized failure surface and a large rock volume is clearly landsliding on that surface (Deep seated landslide, DSL), and deformations that appear diffused in very large volumes of the massif. Such deformation display extensive graben-like features and correspond to large sagging zones of the slopes.

Zischinsky (1966) first proposed the term sackung for those surface manifestations of deep-seated rock creeps of foliated bedrocks in the Alps. This kind of movement was then observed in almost all mountain ranges and all kind of rocks with different definitions and terms: mass rock creep, depth creep, deep-seated creep, gravitationnal spreading etc... Most authors today use the generic term deep seated gravitational deformation (DSGSD) introduced by Dramis and Sorriso-Valvo (1994) to name the landforms and geomorphic evidences such as double crested ridges, trenches, antisllope scarps, ridge depressions associated to those deformations.

The following morphological features were mapped in our study (Agliardi et al., 2001):

- Scarps that are the morphological expression of a downhill dipping collapse or main failure surface with a downslope movement,
- Counterscarps that are surface evidences of an upward dipping surface,
- Trenches that are linear and deeply cut forms, expression of extensional opening of a vertical or downward dipping surface.

1.2.2 Repartition and geometrical relations between DSGSD, DSL zones and the brittle tectonic framework (Figure 2)

1.2.2.1 Repartition

Slopes affected by DSGSD were recognized in the 3 studied valleys. All DSGSD affect slopes from the foot to the crests. 13 DSGSD zone were recognised with a major part in the metamorphic basement (10). They mobilise areas of 2 to 45 km² with an average surface area of 8 km². Morphological features were observed in almost all valleys slopes. Geometrical characteristics are the same in all places even if different scales of deformations were observed (table 7). The orientations of the anomalies are in most cases secant to the slopes directions of a few to 90 degrees.

	Double Ridges	Scarps	Counterscarps	Trenches
Geometrical aspect	Linear	Mostly linear	Mostly arcuate	Mostly linear
Length (min-max) km	0.5 – 2.1	0.05 – 2.8	0.1- 2.6	0.1 – 2.0
Slope part	Crests	Mostly lower slope part	Upper part of slopes	All slope parts

Table 1: Morphostructures geometrical characteristics

80 DSL were recognized in the 3 valleys in the gneissic bedrock of the Argentera massif and in the sedimentary cover. DSL affect surfaces of 0.05 to 5.8 km² (average surface of 0.43 km²). Most of the DSL are paleo-landslides that were recognized by geomorphic observations, torrential threats and shallow landslides disorders caused by the material desegregation. Only a few DSL display evidences of current activity as the well known La Clapière landslide.

Most of DSL are located near the slopes foots while a few are located near geomorphic anomalies such as structural cliffs or slopes steep variations induced by glacial incision. Most DSL in the metamorphic basement are included in DSGSD zones. It is less clear in the sedimentary cover where a number of DSL were also mapped out of the DSGSD zones (Figure 2).

8 DSGSD zones were recognized in the Tinée Valley associated with 20 encased DSL (Figure 2). Only 6 DSL mapped in the basement rocks are not recognized within DSGSD zones. Other DSL develop in the sedimentary cover. Gravitational deformations appear to be homogeneous over the valley.

Only 2 DSGSD and 4 non-associated DSL were mapped in the Vesubie valley (Figure 2). Areas affected by DSGSD are smaller than those observed in the Tinée Valley. As example, the Boreon DSGSD (Figure 2) covers an area about 5km² which is 9 times less than the Colle-Longue DSGSD. Morphostructures were only observed near each part of the crest, double ridge and counterscarps are parallel to the crest whereas scarps are secant with a mean 20° angle.

Only 3 DSGSD with associates DSL were clearly identified in the Haut Var Valley (Figure 2). A great number of DSL were mapped through the valley outside DSGSD areas. It can be explained by the highly heterogeneous stratigraphy, dominated by marls and calcareous deposits which form an alternation of smooth and steep relief with high cliffs, introducing strong discontinuities and anisotropies leading to heterogeneous mechanical behaviours (Allison et al, 1993 ; Antoine et al., 1995). DSGSD zones present more diffuse deformations than in the metamorphic basement with less well expressed morphological features. Deformations observed near the crests not only show sagging evidences, but also rotational and translational extensive movements as in the Roche Grande DSGSD (Figure 2) where trenches are observed on crests and in the Tuébi DSGSD (Figure 2) where the crest felt of. Those two DSGSD also show high superficial deformations recorded by DSL (Figure 2) according to the outcrop of black marls having a thickness of 400m (Faure-Muret and Fallot, 1954). The Réal DSGSD (Figure 2), occur in a more homogeneous calcareous zone present sagging evidences on crests.

1.2.2.2 Relations between DSGSD, DSL zones and the brittle tectonic framework

A regional map representing DSGSD and DSL deformations is compared to the structural map of the massif (Figure 3).

In the Haut Var valley (Figure 3), morphological features orientations mostly follow the fracturing framework: (i) N000-030°E faults and morphological features are parallel to topographic directions in the Réal DSGSD, (ii) N110-140°E faults and morphological features gives an angle to the topography from 15° to 40° in the Roche-Grande DSGSD.

In both Tinée and Vesubie valleys, DSGSD's morpho-structures orientations are strongly influenced by the tectonic framework. The N110-140°E fault set explain the localisation of all DSGSD of the two valleys, even in the Boreon slope where the angle between the fault orientation and the slope direction reach 60° (Figure 3). Other faults set also show morphological evidences of deformations within DSGSD zones: (i) N000-030°E mostly represented in the Tinée valley and (ii) N060-080°E represented in both valleys. Major DSL occurred at the intersection of two fault set, as the La Clapiere landslide between N110-140°E and N000-030°E fault set.

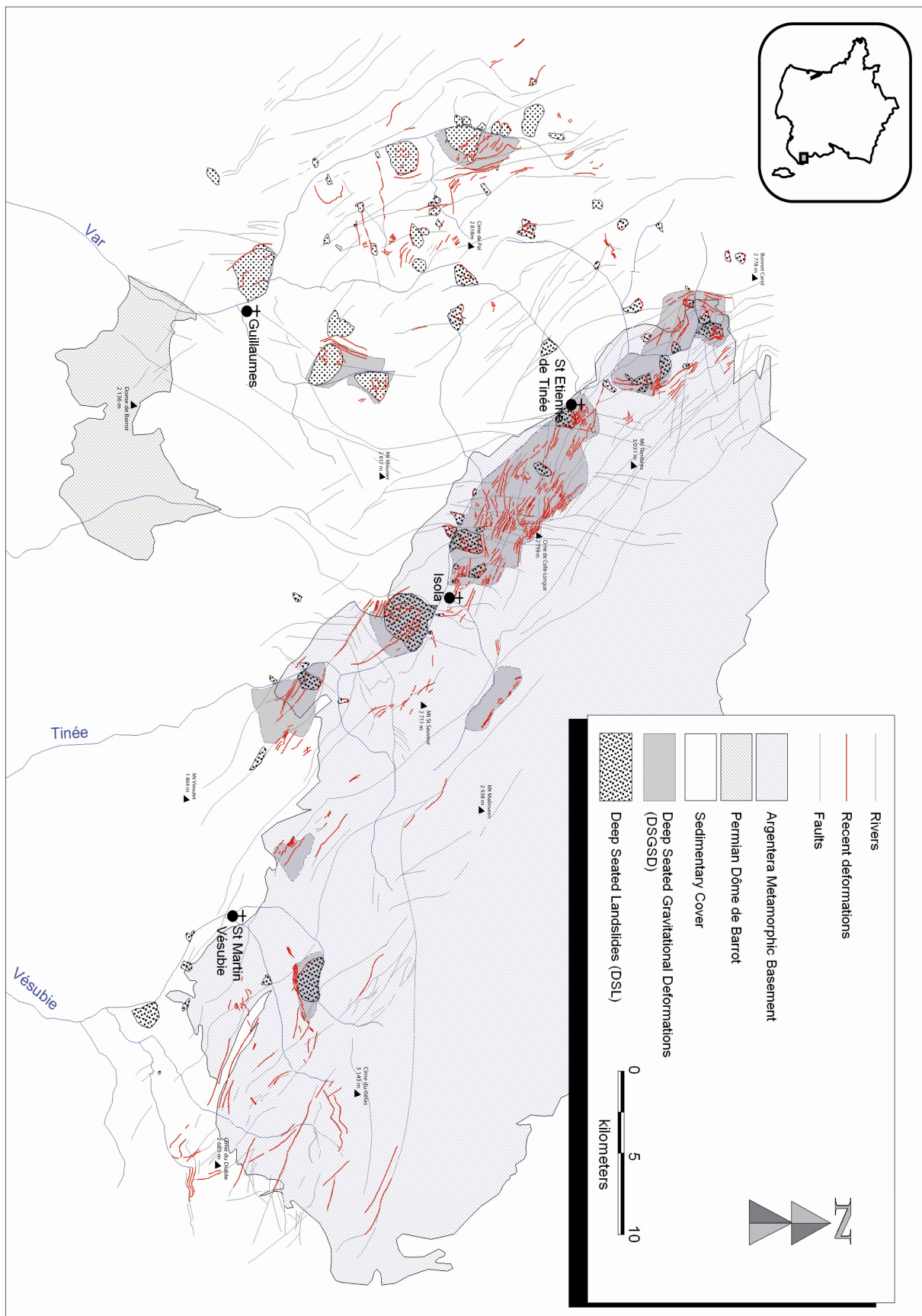


Figure 3: Comparison between tectonic map (in grey) and Morphostructures (in red).

In the metamorphic basement, the DSGSD morphological features density is function of the relation between slope and faults orientations (Figure 3). The most developed Colle-Longue DSGSD could then be explained by the narrow angle existing between the N140°E main direction of the valley and the N130°E main faults direction (Figure 3).

In addition to DSGSD morphological features, deformations were also recognized outside gravitational destabilisations zones (Figure 3) presenting comparable morphologies. It consists in: (i) down or uphill facing scarps observed as discontinued features that could reach 4km long and 5m height, (ii) open trenches (mostly on crests) or filled trenches (mostly in slopes) with colluviums making shelves in the topography that could reach 5km long and 20m wide apertures, (iii) lineaments without visible scarps or fillings suggesting activity signs such as rectilinear incisions in the topography, glacial deposits alignments (Persaud and Pfiffner, 2004). Major parts of these deformations are eroded by glacier and present glacial backfills (ante-glacial activity) whereas some movements are not eroded (post glacial activity).

In the Haut-Var valley, those lineaments present heterogeneous orientations and sizes (Figure 3). As observed for DSL and DSGSD, the stratification heterogeneities could partly explain local variations and more diffuse deformations. However, the correlation with the inherited fracturing network still exists with N00-030°E, N110-140°E and N060-080°E faults direction. In the same way, most morphological lineaments observed in the Tinée and the Vesubie valleys (Figure 3) are localised on recognized faults with a highly predominant N110-140°E orientation.

1.2.3 Detailed analysis of movements internal deformation: The example of the Tinée Valley Colle-Longue area (Figure 4 and Figure 5).

The Colle Longue slope is a 45 km² DSGSD zone which presents extensive deformations from the foot to the crests (Figure 4 - 5). No failure surface wrapping the described DSGSD was observed. Compressive features were observed in some DSL feet encased in the DSGSD zone as the large active la Clapiere landslide.

Sagging structures are observed in the upper slope part (down to 1800m a.s.l) and toppling structures are observed in the lower slope part (up to 2000m a.s.l). General orientation of deformations is roughly collinear to the main slope direction. In detail, some counterscarps and upwarding trenches appear secant to crests with an average value of about 10° (Figure 4d), even being perpendicular in Figure 4f.

Deep incised secondary valleys allowed in-depth cross sections observations of the structures. Counterscarps can reach 20m high and are always guided by the foliation planes (Figure 4c) whose main orientation is N120°E and dip 40° to the NE. Trenches present filled apertures reaching 15m wide and are geometrically associated to downward dipping normal fault zones. The structures affect the slope down to the secondary valleys floor indicating deep deformations since the incision of those secondary valleys can reach 1000m. In the lower part of the slope, structures dip to the SW (Figure 5) and in the upper part of the slope, structures dip to the NE (Figure 4c - 5).

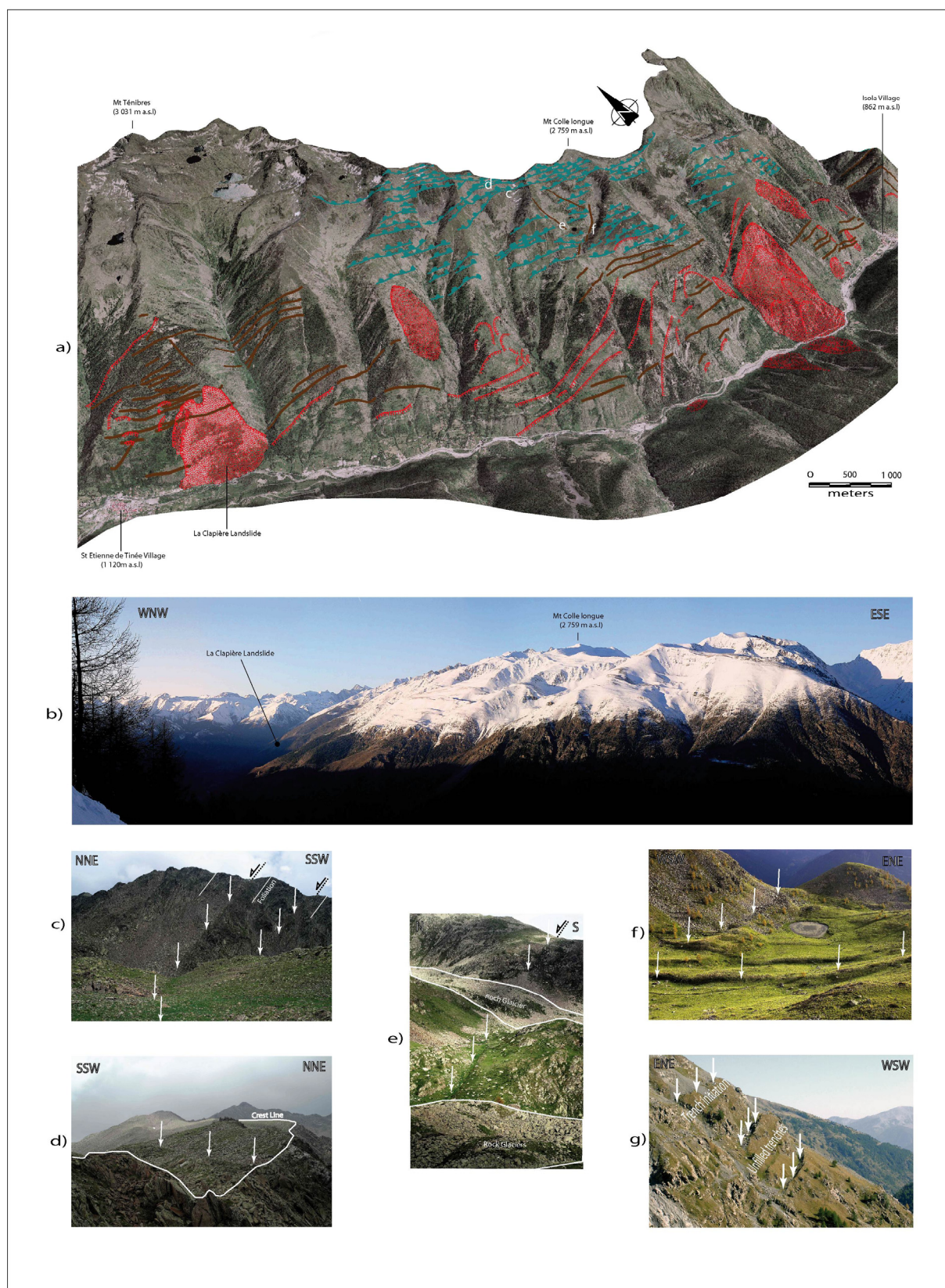


Figure 4: The Colle-Longue DSGSD. (a) Deformations plotted on a 3D draped model. Counterscarps (blue), trenches (braun), scarps (red) and DSL (red filled) b) Panoramic view of upper part slope part deformations. c) Counterscarps within foliation planes shifting the higher part of a rock glacier. d) Counterscarp crossing the crest line. e) Mid slope counterscarp overlapped by rock glacier. f) Mid slope counterscarps in glacial deposits and trench catching screes with N030°E orientation. g) Trenches in the northernmost Pra DSGSD with upward deformation.

The La Clapière landslide, located in the western part of the Colle-Longue DSGSD foot, is geometrically bounded by N110-140°E and N010-030°E faults set. It highlights extensive signs in the form of morphological scarps located on major faults and represented by shifted alpine thrust at the foot of the landslide (Lebourg et al., submitted). Other morphological signs of gravitational destabilisation are guided by those tectonic orientations and are represented inside and outside the landslide boundaries. It mainly consists in the localisation of trenches with major ones overprinted on fault scarps. Trenches show a superficial evolution in the landslide body from linear to arcuate, then remobilised and dislocated features.

Looking to the higher scale Colle Longue DSGSD movement, such morphological signs are recognized on the overall slope (Figure 4a) mostly guided by N110-140°E fault set. Different evolution stages were observed, from the fossil landslide (as the La Blâche landslide), the currently active La Clapière landslide, to a pre-ruptural stage of trenches dislocation (as observed in the Pra DSGSD slope – figure 4g).

From the morphological point of view, the La Clapière slope represents the evolution, on a 100m thick section, of the Colle-Longue DSGSD in its lower part (Figure 4a - 5) from a trench field to a large DSL.

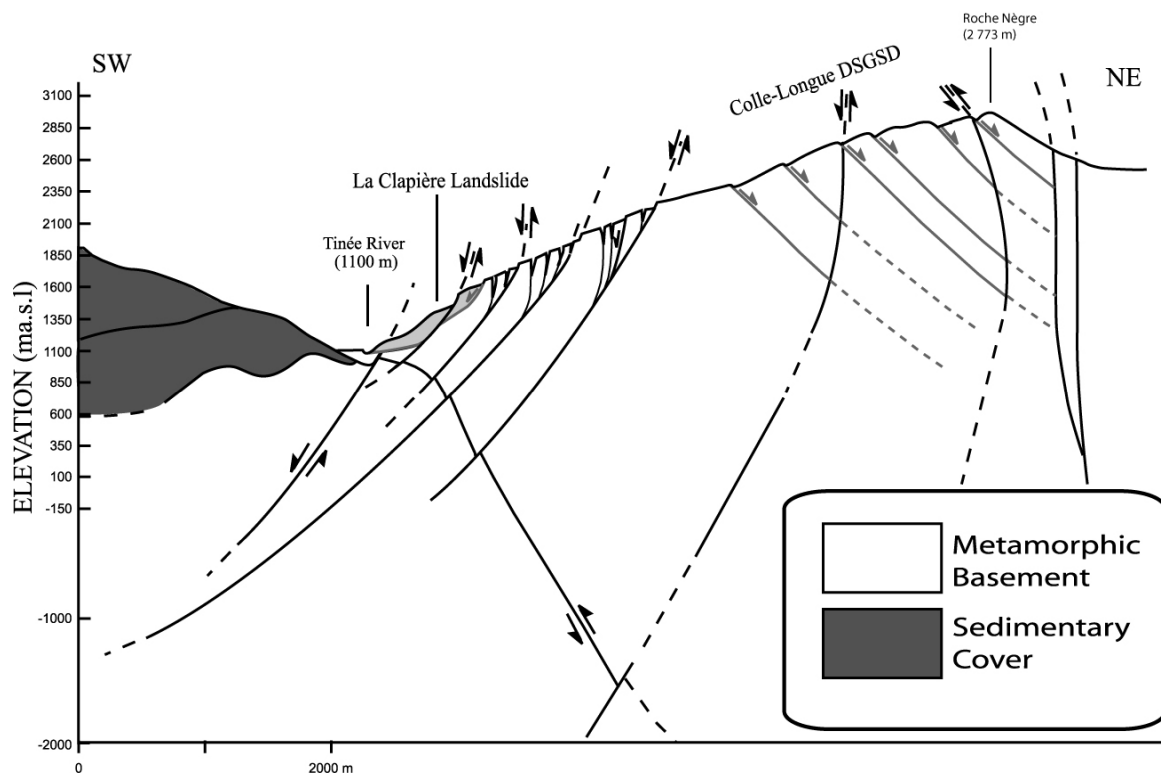


Figure 5: Interpreted cross sections of the Colle-Longue slope.

1.2.4 Datations of deformations

1.2.4.1 Relative chronology between deformations at the slope scale

1.2.4.1.1 Characterisation of morphologies used for relative chronology

Slopes morphologies of the Argentera massif were strongly influenced by the Würmian glaciation and its consecutive erosion. It results typical landforms and deposits that were used for relative dating.

The following deposits overlapping the Colle Longue slope were characterized:

- Glacial Würmian deposits and glacial morphologies such as “stoss and lees”, polished surfaces recognized for all altitudes in particular in the 1 000-1 600 m section.. ,
- Late glacial deposits. The deglaciation was progressive and discontinuous over a 6 000 years period. It left consecutive glacial deposits that were characterized by Julian (1980) and recognized over the Colle-Longue slope down to an altitude of 1 600 m (Table 8),
- Post glacial deposits represented by colluviums on the overall slope and rock glaciers down to 2 000 m.
- Active morphologies such as screes, rock-falls (on the overall slope) and forest destabilisations (up to 1 800 m).

<i>Stages terminology (Central alps analogs)</i>	<i>Deposits extension limit (meters a.s.l) North exposition - South exposition</i>	<i>(Estimated time BP)</i>
Würm	Down to 500 m	13 000
Mollières stage (Steinach)	1 600 – 2 250 m	10 000
Chastillon stage (Gschnitz)	1 900 – 2 500 m	8 000
Margès + Mounier stages (Daun – Egesen)	2 200 – 2 850 m	7 000
Actual + Fernau stages	2 750 m min.	0
Rock glaciers	down to 2 000 m	13 000 – 0

Table 2: Chronological reconstitution and extension of post-glacial ages. (Modified from Julian, 1980)

1.2.4.1.2 Observed deformations

Offsets or fillings in the described deposits were used to establish a relative deformation chronology. In addition, other markers were analysed where deposits are absent: (i) the existence of scarps in orientations that should have been eroded by the ice flow, (ii) the lack of glacial or postglacial backfills, (iii) offset in active features and (iiii) geometrical relations between morphological features.

In the Colle Longue DSGSD, from the valley floor to the crests, the following deformations were characterized:

- In lower slope parts, deformations affect Würmian deposits and morphologies, post glacial deposits and active morphologies up to 1 800 m. It consists in downhill dipping scarps and trenches filled with colluviums. No glacial trench fillings were observed,
- In mid slope parts, defined between 1 800 and 2 400 m, counterscarps highlight the older deformations with glacial backfills. All deformations are recovered by late glacial deposits of the Chastillon stage, post glacial rock glacier and active screes (Figure 4e),

- In upper slope parts, from 2 400 m to the crests, gravitational deformations affect glacial morphologies, rock glaciers and active screens (Figure 4c and 4d).

An outcropping trench cross-section was studied in detail on the La Clapière slope (Figure 6). The trench is located on a downslope normal fault characterised by its gouge and slickenslide plane. The fault was toppled creating a large traction aperture (10 meters) infilled by regular post glacial colluviums sedimentation. The fault gouge is deformed and the downward wall of the fault is highly fractured. The sedimentary structures are folded. Sliding surfaces linked to the currently active landslide finally overcut all the structure.

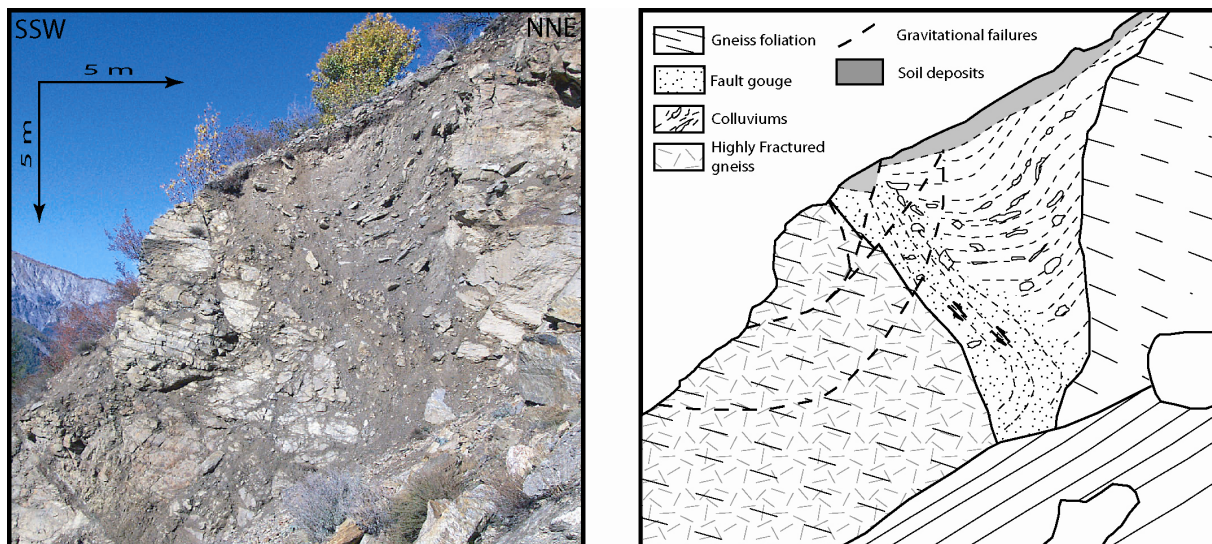


Figure 69: Trench cross section and interpretation. The trench is situated on a tilted normal fault and regularly filled by colluviums. B) Deformation model taking into account morphological observations and absolute dating.

Observations were also made in other DSGSD zones.

In the Réal slope (Figure 2), a rock avalanche was partly recovered by Würmian glacial deposits (Jomard, 2003). Late reactivations in those deposits are characterised by overprinted trenches, scarps and landslides.

In the Boreon slope (Figure 2), deformations on scarps and counterscarps near the crests highlight an alternate activity within time as each has been displaced or crosscut by the other. Post Glacial and active deposits are affected.

1.2.4.1.3 Relative deformations chronology

Morphological markers allow estimating that gravitational deformations exist since the Würmian ice-age and probably pre-exist before its end. They are however heterogeneously distributed in valley slopes.

In the higher part of slopes, continuous deformations signs are observed at least since the Würmian deglaciation.

It is different in mid slope parts where deformations stopped since the Chastillon period, which is evaluated ending 8 000 years BP (Julian, 1980).

In lower slope parts, the trench cross section (Figure 6) allows establishing a deformation chronology beginning with the formation of scarps by downward movements on normal

faults. It is followed by rock toppling leading to the formation of trenches after the deglaciation. Then, late deformations affect the entire structure with downslope movements characterized by the localisation of gravitational failures and secondary compressive features. This evolution model of lower slope parts is supported by field observations in the Pra DSGSD foot that shows an active upwarding deformation evolution with unfilled and initiating trenches (Figure 4g).

It is however unclear if lower slope part scarps deformation was initiated before or after the glacier retreat as movements on faults could have been hidden by glacial erosion. The N120°E structural link between mid slope deformations and the la Clapière landslide area (Figure 3) allow supposing that downslope movements in lower slope parts should be active before and during the Würmian glaciation.

As a whole, entire DSGSD slope parts are affected by gravitational deformations until the Chastillon period (8 000 years BP) from which only lower slope parts and crests highlight movements. Since this period, deformations near the crests are characterized by movements along counterscarps structures whereas lower slope parts are affected by superficial toppling on previously deformed structures.

1.2.4.2 Absolute dataset

Bigot-Cormier et al. (2005) obtained cosmonucleides dataset on the la Clapière landslide slope. Rupture processes leading to the actual La Clapière landslide could then be temporally calibrated by the obtained ages:

- First trench scarps are characterized at 10 000 y BP at the slope base (1 100 m), 3 ky after the retreat of the valley glacier. Movements followed an upwarding evolution to the actual landslide head altitude (1 830 m) dated at 7 000 y BP and to upper sites (2000m) dated at 5 000 y BP.
- Then, at 2 300 y BP, destabilisation relocated at the northwestern head scarp of the actual landslide that triggered in 1951.

According to 50 years of air-photo and Tacheometrical analysis, it is clear that the landslide evolution and motion is controlled by N110-140°E and N010-030°E faults orientations (Lebourg et al., submitted).

1.3 Conclusions – discussion: a model to describe transition between tectonic and gravity driven massif scale damage

Morphological signs of recent deformations were observed in all the occidental part of the Argentera-Mercantour massif. Most of these deformations were recognized as DSGSD/DSL structures and morphological expressions of extensive brittle fracturing.

McCalpin (2003) listed 5 possible origins for sackung/DSGSD:

1) Ice wedging; 2) Gravity forces producing deformations that drive slowly the rock mass to instability; 3) Stored forces resulting to prior loading conditions such a deglaciation; 4) Seismic shaking and 5) Tectonic displacement connected to seismogenic faults.

Detailed reviews on these phenomena are available in Crosta (1996), Agliardi et al. (2001), Gutierrez-Santolalla et al. (2005).

We classified in this paper as DSL, all rocky movements delimited by a well defined failure surface that bulges out into valleys. Petley and Allison (1997) divided deep seated landslides in two categories:

- Landslides with long-term displacement at low strain rates, frequently termed creep.
- Landslides with short term movements at very high rates of displacement, representing a sudden failure (Rock avalanches).

Relationship between creep and catastrophic failure is complex and both movements are identified in a lot of regions over the world. Despite the poorly understood aspect of the geomechanical behaviour of deep seated landslides, those movements are the consequence of rock slope evolution and destabilisation.

1.3.1 Geometry of wide-spread large slope deformations and relations to slope failure

Geometry of DSGSD structure is still debated. Although we were not able to observe clear DSGSD geometries through the massif, the collected information allow us to exclude, for the studied masif, conceptual (Zischinsky, 1969 ; Tabor, 1971 ; Ambrosi and Crosta, 2005) or numerical (Agliardi et al., 2001) models presenting deformation zones and/or shearing surfaces that don't exceed few hundred meters depth. Observations of deformations on the hanging wall and the floor of deep incised secondary valleys in the Tinée Valley (incisions can reach 1000m) indicate that the depth extension of morphostructures should be higher than the relief. Two types of models could then correspond to our observations:

- Model 1: Geometric models introduced by Beck (1968), Radbruch-Hall (1978), Hutchinson (1988) and recently physically modelled by Bachmann et al. (2006). They present displacement on failure planes steeply dipping into the slope and linked to deep-seated discrete and continuous sliding surfaces at the relief scale assuming gravity-driven deformations,
- Model 2: Geometrical models using pre-existent discontinuities (Bovis, 1982) or linked to inherited faults or fracturing (Hyppolyte et al., 2006) assuming tectonic-driven deformations.

The lack of clear lateral limits, compressive features and slope bulging near the slope feet caused by a rising-out sliding surface don't fit the first model. Deformations driven by inherited discontinuities to locate the deformation strongly correlate with the second model as observed in the Pra and the Colle-Longue DSGSD.

1.3.2 Factors controlling long-term large massif damage and failure - A model to link temporal and geometrical tectonic and gravity stress transfers (Figure 7)

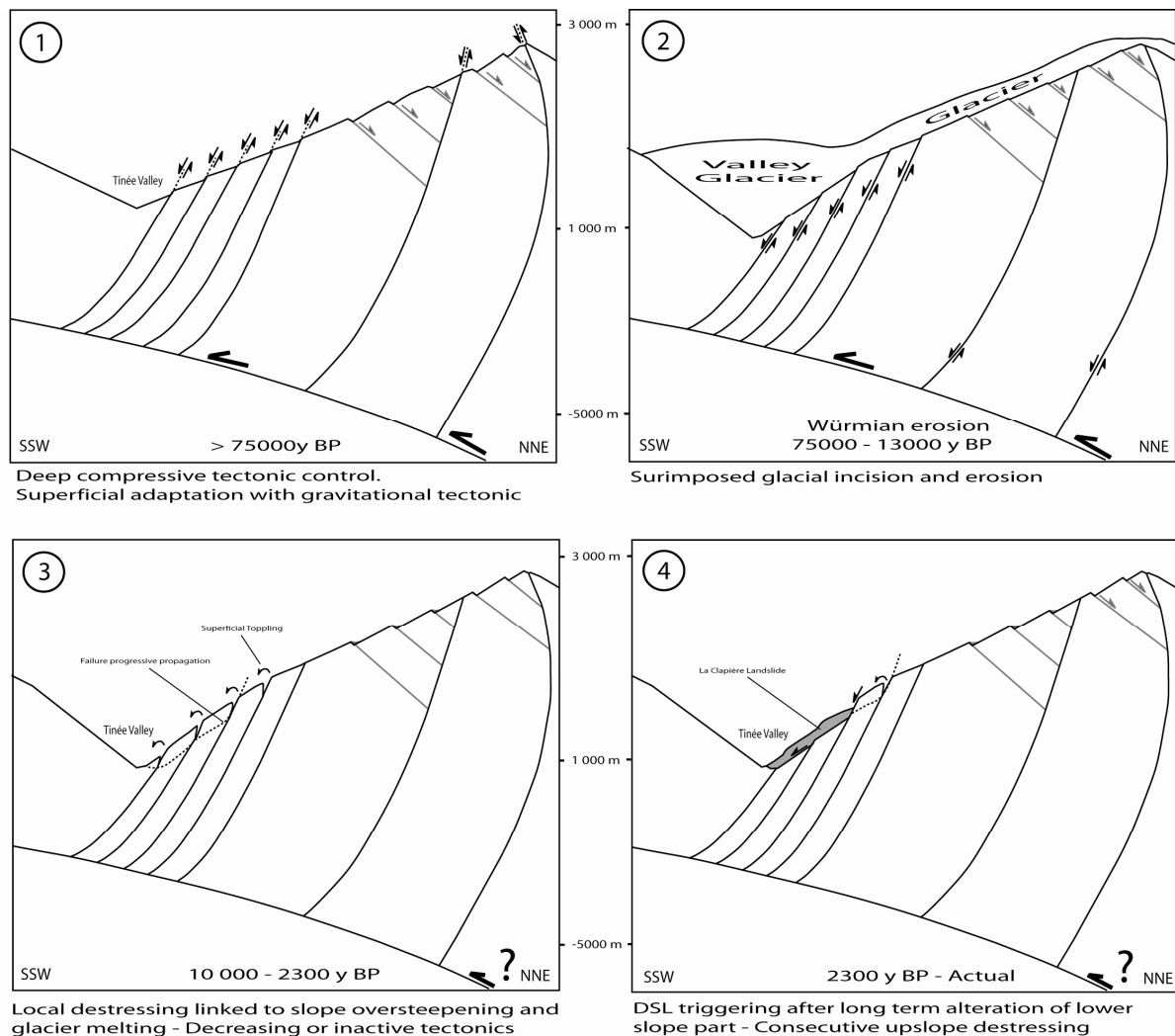
A frequently referred origin for the studied gravitational destabilisation is considered to be the deglaciation (Agliardi et al., 2001; Hippolyte et al., 2006). Lineaments mapped outside DSGSD zones and DSGSD's morphostructures are distributed regardless from valleys main directions and mostly correspond to recent deformations along inherited structural axis. Furthermore, temporal constraints, on the base of relative morphological observations, present activity during and probably before the Würmian glaciation (13 000 y BP). It imply that deglaciation is not the principal triggering factor leading to the observed deformations as it was proposed in Pyrenees DSGSD by Guttierrez-Santolalla et al. (2005). It also indicates that a unique role of erosion and valley incision leading to slope destabilisations with a preferential remobilisation of inherited fractures cannot be valid.

Morphological and chronological evidences also showed a global deformations decreasing and stop since 10 000 - 8 000 y BP. This decreasing DSGSD activity over long time periods indicates that neither actual tectonic activity, nor strong climatic fluctuations seem to influence their evolution. Indeed, colluviums fills in trenches leading to DSL as La Clapière since 8 ka indicate a continuous and regular activity suggesting an evolution without catastrophic events.

An internal control should then be considered to explain this evolution of gravitational deformations. The following model (Figure 7) is suggested taking into account both geometrical and dynamical constraints of the Argentera Mercantour massif:

- Stages 1 and 2 represent long term deformations distributed according to structural axis. Shallow gravitational tectonic accommodate displacements on crustal thrust until 10 000 y BP. Such deformations lead to local aggravations in the form of DSGSD affecting slopes from the foot to the crests according to the relation between structure and topography,
- From stage 2 to stage 3: a time decreasing of tectonic activity could be associated with the general slope destabilisation decrease intensity,
- At stage 3, morphological evidences of global deformations are not represented any more. Superficial toppling in the lower slope part corresponds to slope oversteepening consecutive to glacial incision and/or local destressing linked to the glacier melting. It fits to numerical models showing relatively local slope deformations close to the glacier melting area (Agliardi et al., 2001, Eberhardt et al., 2004),
- Stage 4 represents the gravitational evolution and the consecutive strength degradation of lower slope parts conducting to the localisation of DSL. Displacement of basal volumes would contribute to stress rearrangement near the crests and the reactivation of pre-existent structures. This last point needs to be tested with numerical models.

The evolution from stages 1-2 to stages 3-4 correspond to the transition from a tectonic to a gravitational dominating control of superficial deformations.



**Figure 7: Slope evolution model taking into account the Colle-Longue DSGSD structure.
A model to link temporal and geometrical tectonic and gravity stress transfers.**

1.3.3 Relations to geodynamical context

Morphostructures recent actuation is compatible with a N070 extension coherent with seismotectonic data obtained by Eva et al. (2000) on oriental external parts of the Argentera massif and by Godel (2003) on 9 focal mechanisms and calculated stress tensors obtained within the Massif. Those focal mechanisms are located at depths of 1km to 11km and indicate that superficial deformations may have an important in depth continuity that must be correlated with tectonic conditions at the crustal scale supporting the slope evolution model.

Such continuity could result from the following processes:

- An isostatic uplift response with gravitational readjustments to an inactive crustal thickening in the case of a convergence rate consumed before the external Alps (Delacou et al., 2004),
- A gravitational isostatic readjustment accommodating a vertical displacement of the massif on a crustal thrust considering a still compressive activity (Giglia et al, 1996; Madeddu et al., 1996; Calais et al., 2000) and a migration of major trust to the SW.

However, a decreasing tectonic and/or uplift activity should be considered for a 20 ka period as the relative poor actual seismicity also tend to prove.

ANNEXE 3

Cette 3^{ème} annexe présente un article accepté dans Hydrological processes et corédigé avec Stéphane Binet. Il s'inscrit dans l'exploitation des données issues de l'expérience d'injection présentée dans le Chapitre 4.

Experimental analysis of groundwater flow through a landslide slip surface using natural and artificial water chemistry tracers

S. Binet, H. Jomard, Y. Guglielmi, T. Lebourg, E. Tric, C. Bertrand, J. Mudry

Article accepté après révisions en Septembre 2006 dans Hydrological Processes

ABSTRACT

Artificial and natural tracer tests combined with high accurate electronic distancemeter measurements are conducted on a small landslide with a well known slip surface geometry. Outflow yields and chemical contents are monitored for all the experiment duration and they analyzed to estimate the slip surface hydraulic parameters. The main result is that the slip surface acts as a drain for groundwater flows that evacuates interstitial pressures in the slope and brings the sliding mass to be more stable one.

1 Introduction

Rainfall is one landslide triggering factor, (Keefer *et al.*, 1987). The water induces movements for two main reasons: (i) infiltration increases water pore pressure on the slip surface and remarkably decreasing shear strengths of the landslide mass (Tsao *et al.*, 2005); (ii) water creates an increase of weight on the slope and destabilizes the mass by loading (Brunsden, 1999). However, during the movement, the slip surface evolution creates a new distribution of fluid pressure that can modify the movement (Cornet *et al.*, 2003) linked with a hydromechanical effect.

Thus, to increase the stability of a landslide mass, drainage wells have been widely used to drain groundwater, but effective drainage needs a good understanding of the slope hydrogeology (Bonzanigo *et al.*, 2001). Water from the entire slope can flow in the sliding mass and can increase the complexity of the hydro-mechanical coupling, with for example artesian pressure under the instable mass (Jiao & Malone, 2000). At the slope scale, the presence of slip surfaces induces a heterogeneity, where mechanical and hydrogeological properties are modified, that could modify fluid flow (Eberhardt *et al.*, 2005). The slip zone can create an enhanced hydraulic conductivity along fracture zones and /or create a gouge forming a relatively impervious zone which prevents perpendicular flows (Bonzanigo *et al.*, 2001). The hydrogeological context is an important one to discuss the landslide hazard. In this aim, hydro-geochemical methods, well adapted to moving zones, are developed (Guglielmi *et al.*, 2000).

This paper proposes an experimental analysis of *in-situ* hydro-mechanical monitoring. Groundwater flows are characterized by hydro-geochemical methods. The surface deformation is recorded using a high sensibility geodetic network. The main question is about the influence of a slip surface on flow and the possible consequences for slope stability. Thus, a multi-disciplinary study is performed coupling geoelectrical survey, natural tracer methods and topometric time measurements to locate the 3D sliding surface (Lebourg *et al.*, 2005). A water injection about 40 m³ in 5 hours is realized through the upper slip surfaces, with artificial and natural tracer measurements. Three objectives are fixed: (i) to estimate the hydraulic gradient with geoelectrical survey and tracer tests, (ii) to quantify the hydraulic properties of the slip surface and matrix with back-calculation from tracer tests, and (iii) to estimate the hydromechanical behavior of the slip surface having experienced an injection, using topometric measurements during the injection.

1.1 Description of the site

1.1.1 Location

The la Clapière landslide is a large unstable slope, located in the south-eastern French Alps, about 80 km north of Nice city. This landslide, which mobilizes a huge volume (55×10^6 m³) of metamorphic bedrock (Follacci, 1999) is developed on the north side of the Tinée valley and affect a mountain that rises to 3 000 m, occurring between 1 100 m and 1 800m of altitude. A large rupture has been observed since the beginning of the last century. The “la Clapière” slope itself is affected by a lot of tectonic discontinuities. The major fractures are subvertical N20 intersecting the whole slope far away from the active landslide and limiting several parallels, a few hundred meter wide. The displacements measured by the monitoring

system have also a N20°E orientation. Thus it can be suggested that fault play the role of 'guides' localizing landslide deformations and the water drainage (Lebourg *et al.*, 2005). Near the foot of this unstable mass, where the N20°E draining fault crop out, a more active superficial landslide occurs in a homogeneous material (Figure 1).

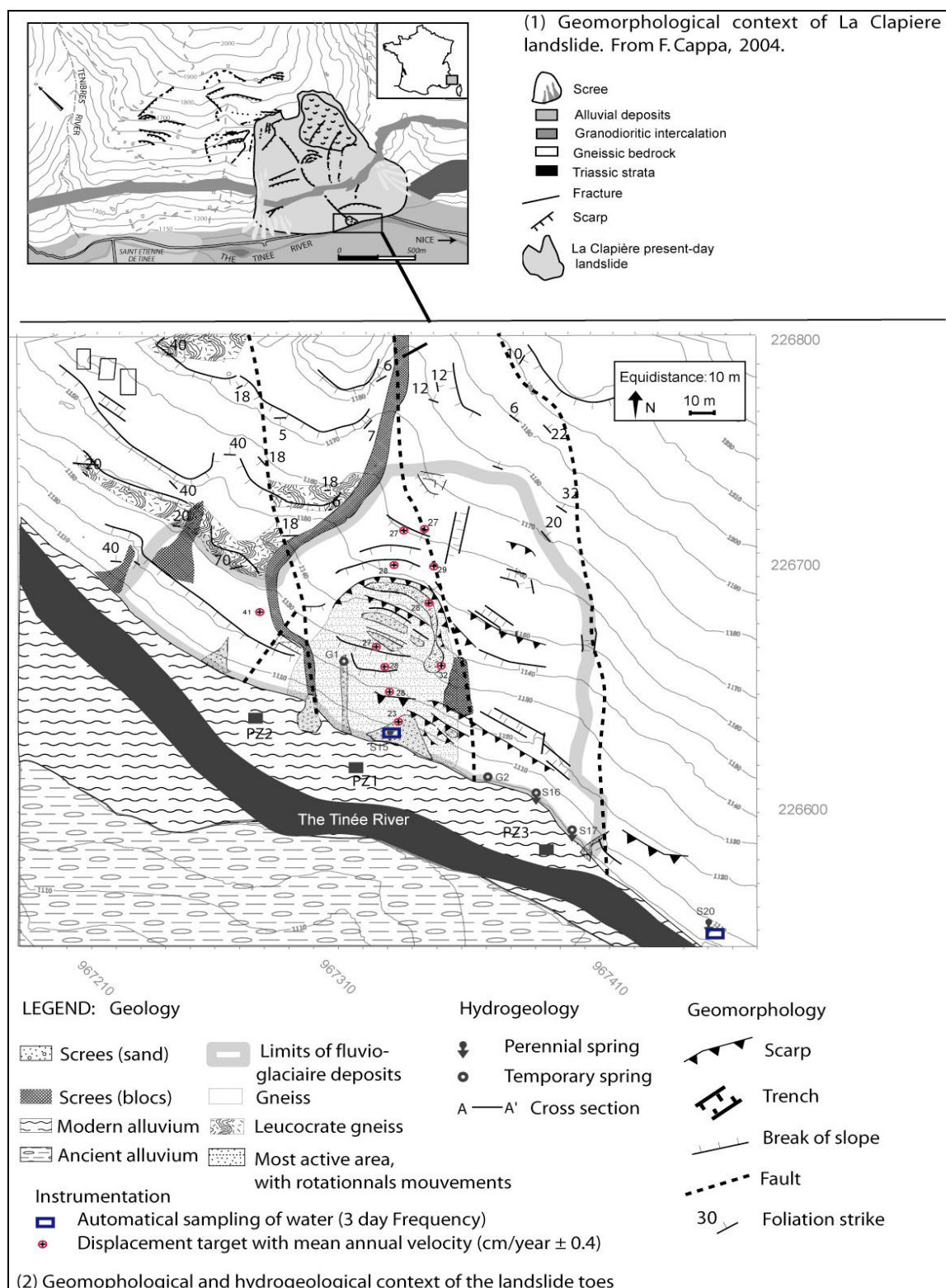


Figure 1: Geomorphological context of the foot of the slope

1.1.2 Geometry of the superficial landslide

The foot of the landslide is a very active area, where a rotational landslide is taking place in fluvio-glacial deposits of heterogeneous blocs on top of the gneiss. This zone is structured by north-south faults, which are a local deviation of the N20°E fault, driving the landslide evolution (Figure 1). The superficial rupture has been observed since the 1997 year. Since the 2000 years the movements became more continuous. Scarps and trenches, around the rotational landslide, prove a toppling of the sector including a sliding mass in the central part (Figure 1).

Five perennial spring are located in this area which important drain deep flow, at the slope scale, from the faults (Guglielmi *et al.*, 2000) and which diverges in the fluvio-glacial deposits which have higher permeability.

1.1.3 Activity

A geodetic network is installed, around the superficial landslide, in order to complete the official network of the Ministry of Equipment, that monitors the overall landslide activity. A total station composed of an electro-optical laser distance-meter and an electro-theodolite (LEICA TDA 5005) measure the position of reflectors located in the moving area (Figure 2a). After corrections of the signal (detailed in the chapter: methods), the measurement accuracy is half a centimeter for a one year monitoring. The 2003 surface displacements enable to reconstruct the slip surface. The interpretation of spatial repartition of the slip surfaces in the map (Figure 2a) is realized, according to the scarp deeping observations, and surface measured displacements, assumed as parallel to displacements on the slip surface in depth. In Fig. 2, the optical target P6, P3 and P4 reveal the same displacement evolution. Indeed the targets are located in the same sliding mass. The P5 and P7 target displacements monitors the upper sliding mass. Between these groups, a discontinuity is necessary to explain the movement heterogeneity and can be interpreted as a slip surface. Three slip surfaces, fitting together, are identified in the area. Out of the sliding mass, the target position evolution (P10 and P8) records an opening of fractures without elevation decrease, interpreted like trench apertures. The horizontal displacement is greater in the upper part (P3, P4) compared to P2, and suggest a growing upward evolution of the landslide to bottom from the top of the slope, with the upper slip surface that cut over the lower one.

The geoelectrical cross section (Figure 2C), presents highly resistive superficial zones that correlate exactly with the sliding mass defined with the surface deformation and the geomorphologic structures (Jomard *et al.*, submitted). In the upper part, a fourth slip surface is suggested by geo-electrical measurements.

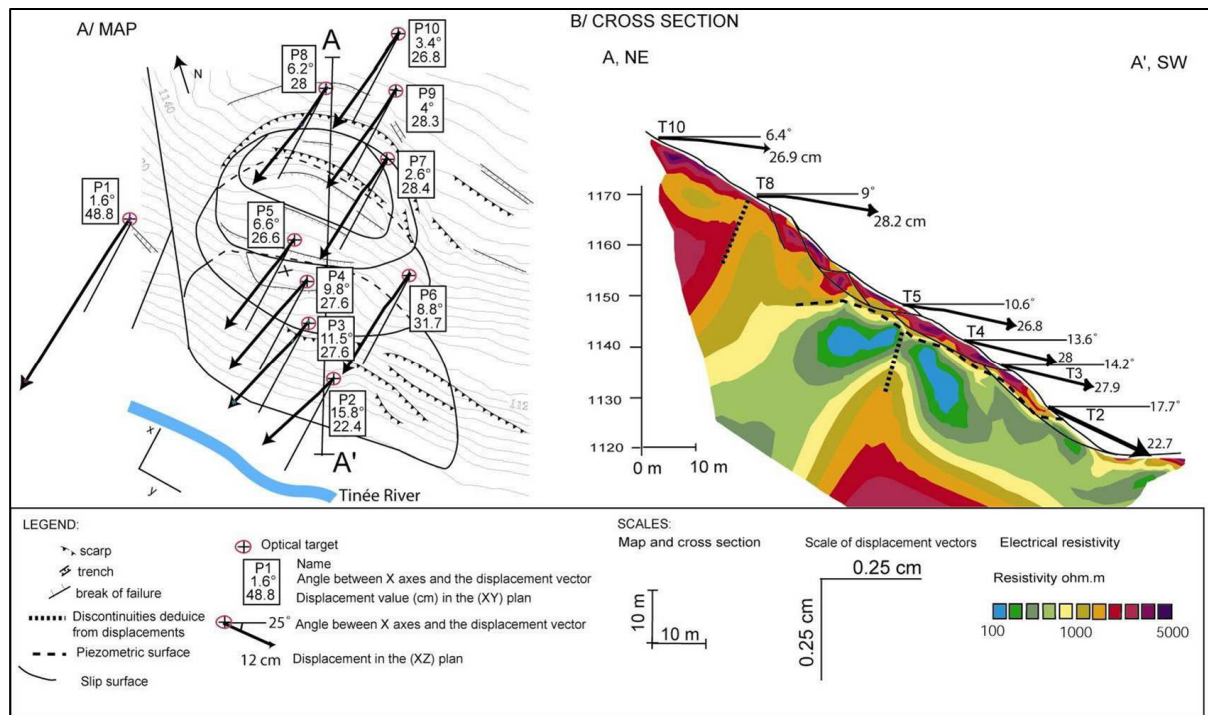


Figure 2: Activity during the years 2004: identification of the slip surface a/ location of the slip surface, b/ displacement, measured with tacheometer in the (XY) cross section, c/ geophysical cross section at $t=0$

1.2 Methods

The slip surfaces are well defined and spatially located. The methodology presented in this paper is oriented towards the characterization of the hydrogeological behavior of these slip surfaces. On this simple object, ground-water interpretations are validated from geo-electrical and tracer data correlation. The landslide movements, during the injection of water in a slip surface, are monitored with a 0.1 mm accuracy and a 15 min frequency.

1.2.1 Protocol of water injection

About 2.2 l/s of water are injected (Q_{inj}) in the upper part of the sliding surface (Fig. 4) during 5 hours. An artificial tracer (fluorescein) is added to water in the first 15 min of the experiments.

Time measurements are realized at the spring S15 that drains the zone. Yield, chemical content and fluorescent tracer content are measured every 15 min.

1.2.1.1 High accurate geodetic monitoring, during water injection

During injection, the tacheometer TDA 5005 records with a 15 mn frequency measurements the target evolution in the landslide, in aims to observe the reaction induced by the water injection.

The data acquisition is similar to the protocol defined by Gunzburger *et al.* (2005). After the current installation procedure imposed by the constructor (Leica), the position (distance, horizontal and vertical angles) of targets in the moving mass and of reference targets are measured, with four successive iterations.

Data corrections applied to reduce the error range are detailed in Gunzburger *et al.* (2005). For distance measurements about 150 m, the following corrections are chosen. (i) The internal

parameters by conducting both before and after 180° simultaneous rotations of the horizontal and the vertical axes. (ii) External errors are primarily due to the aerial path of the laser beam as its propagation is being influenced by atmospheric conditions which are not homogeneous during the injection. According to the manufacturer's use instructions, the corrected distance $D'p$ is

$$(1) D'p = Dp * (1 + \frac{\alpha}{10^6}) \text{ Where}$$

$$\alpha = 283.04 - \left(\frac{0.29195p}{1 + (T/273.16)} - \frac{4.126 * h}{1 + (T/273.16)} \right) 10^x \text{ and}$$

$$x = \frac{7.5T}{237.3 + T} + 0.7857$$

Dp is the measured distance, p the air pressure (mbar), T the temperature (°C) and h the relative air moisture (%). (iii) The average on four successive measurements decreases the random errors.

1.2.1.2 Tracer test

First, with natural tracing from the 2003 hydrogeological cycle, the natural spatial and temporal variability of the chemical water content is analysed to define the different natural flow way or water type in this slope. (Mudry *et al.*, 1994; Binet *et al.*, 2002)

Secondly, water injected has a contrasted water chemical content compared to the chemical content of the spring (Table 1). Water rock or soil interactions are possible with injected water. However, no soil is observed in the injected area and no natural nitrate are observed during the experiment, so nitrate breakthrough is reference. Sulfate and conductivity can increase during underground flow. Both curves will always be compared to nitrates curves to estimate the extent of these reactions.

Initial chemical content	Spring	Injected water
NO ₃ ⁻ (mg/L)	0	6
SO ₄ ²⁻ (mg/L)	680	400
Cond (µS/ cm)	1201	378

Table 1: Initial content of water before the injection

Thus, injection will induce a dilution at the spring. This dilution enables to estimate the flow velocity within the sliding surface. To determine when a steady state between flow input and output is reached, a chemograph separation is realized. The spring yield Q_s can be decomposed as follows (2)

(2) $Q_s = Q_n + Q_i$ where Q_n is the yield of natural water from aquifer and Q_i the yield (m³/s) of injected water arriving to the spring.

Each component has a defined chemical content C_s for the spring water, C_i for injected water during the injection, C_n for aquifer water. The flux of the spring is expressed by the equation (3).

$$(3) Q_s C_s = Q_n C_n + Q_i C_i$$

Computing (2) and (3), Q_i of injected water arriving to the spring can be expressed (4)

$$(4) Q_i = \frac{Q_s (C_s - C_n)}{(C_i - C_n)} \quad (\text{Mudry, 1987; Massei } et al., 2003)$$

The equation (4) will enable to define the time to reach a steady state and the part of water from aquifer (Q_n) opposed to water from injection outflowing at the spring (Q_i). During the steady state, the injected yield (Q_{inj}) minus the yield of water from injection outflowing at the spring (Q_i) give the yield of injected water that is not drained by the spring (Q_m).

Artificial tracers mark the first water molecules arriving at the spring. The interpretation of the breakthrough curves give information about Particular velocity (V_p)

Estimations of indirect hydrodynamic parameters

For the estimation, the media is considered as a multi-permeable equivalent porous media with the Darcy law (5) and porosity estimation (6)

$$(5) V_d = K i$$

where V_d is Darcy velocity (m/s), K Darcy's hydraulic conductivity (m/s), and i the hydraulic gradient. By definition: $V_d = Q / a$ where Q is the yield (m^3/s) at the spring and a the flow section of the spring (m^2).

$$(6) \Phi = \frac{V_d}{V_p}$$

where Φ is the porosity (%), and V_p (m/s) the velocity of artificial tracer determined from the time measurements at the inflection point on the rising limb of the breakout curves.

Darcy law (5) and, porosity estimation with equation (6) from data of tracer test are used to estimate global parameters of the entire slope. (Marsily, 1981; Castany, 1982; Gehlin & Hellstrom, 2003; Nelson *et al.*, 2003). The calculated values give an average trend. In these sub-surface conditions, the slope of the saturated unsaturated limit is considered as the gradient.

Estimation of hydraulic gradient is realized with geo-electrical data, according to a strong contrast of electrical resistivities between the saturated / unsaturated limit (Figure 2c). The limit is calibrated with the S15 spring position. The values inferior to 200 ohm m are interpreted like saturated zone and improved with geometric observations.

To validate these methods, data will be compared with hydrogeological literature data estimated with tracer method in the same rocks.

1.3 Results

1.3.1 Natural spatial variability of the water chemistry

The space variability of the chemical water content around the superficial landslide is presented in Figure 3. The measurements of magnesium and sulfate (Figure 3) shows presence of two water families, one with low chemical content, for the Tinée river (C_i) and the spring 20, that correspond to superficial water, one with a high chemical content for the spring draining the landslide (C_n) that correspond to water from the entire slope (Guglielmi *et al.*, 2000). The time variability of each spring with flood is not enough to explicate such variability.

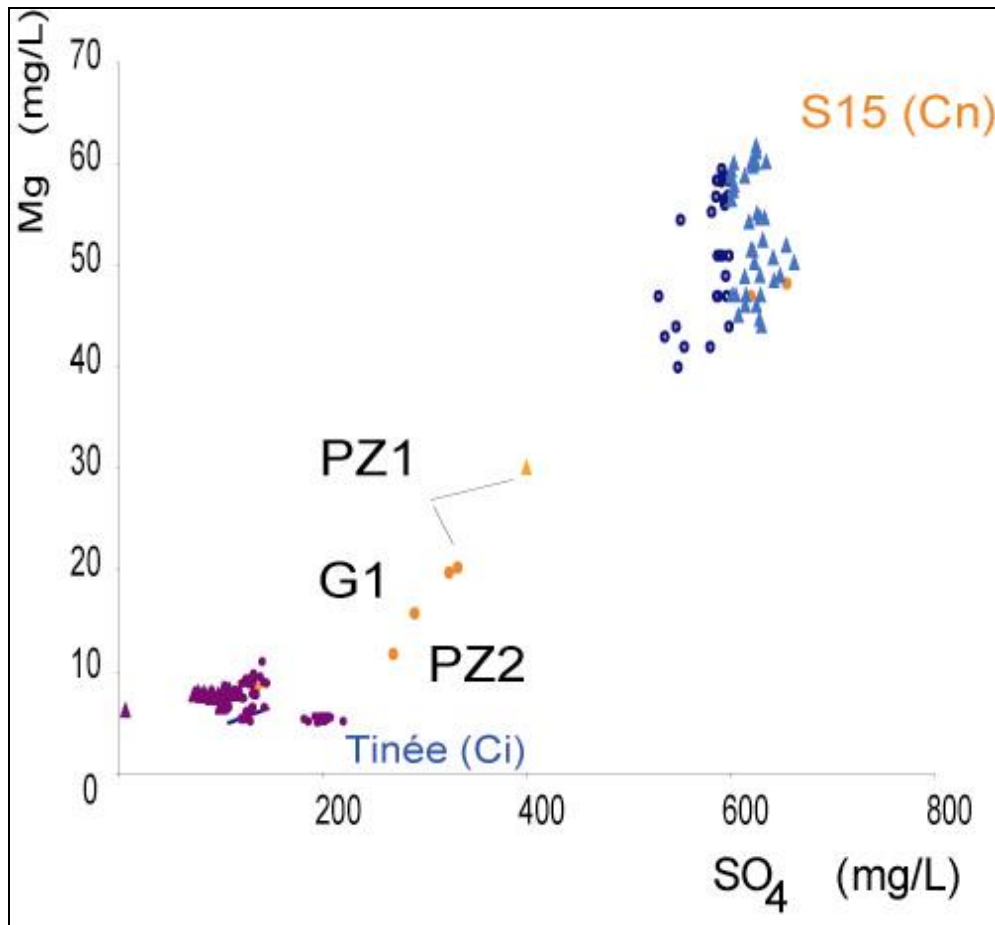


Figure 3: Natural tracer variability (2003 hydrological cycle)

The variability explanation is the presence of two water types. Between these two clusters, the water of piezometers corresponds to a mixing between these two water types. Thus during flood, the G1 temporary spring is also a mixing between deep and superficial water that proves the connection, during flood, between the deep aquifer and the slip surfaces.

1.3.2 Outflows after injection

The injection of artificial tracer had created several new outflows of colored water in the landslide. Outflows are located on the slip surface, because spatial correlation is perfect between (i) slip surface outcropping and water outflowing and (ii) water sinkhole and counter-scarps (Figure 4). The arrival time reveals a quick drainage towards the S15 spring. The water has crossed the landslide in 90 min. Sideways, the flows arrive at the G1 temporal spring 230 min after the injection, displaying a dispersion effect of flows in the slip surface, with a slower velocity of lateral flows.

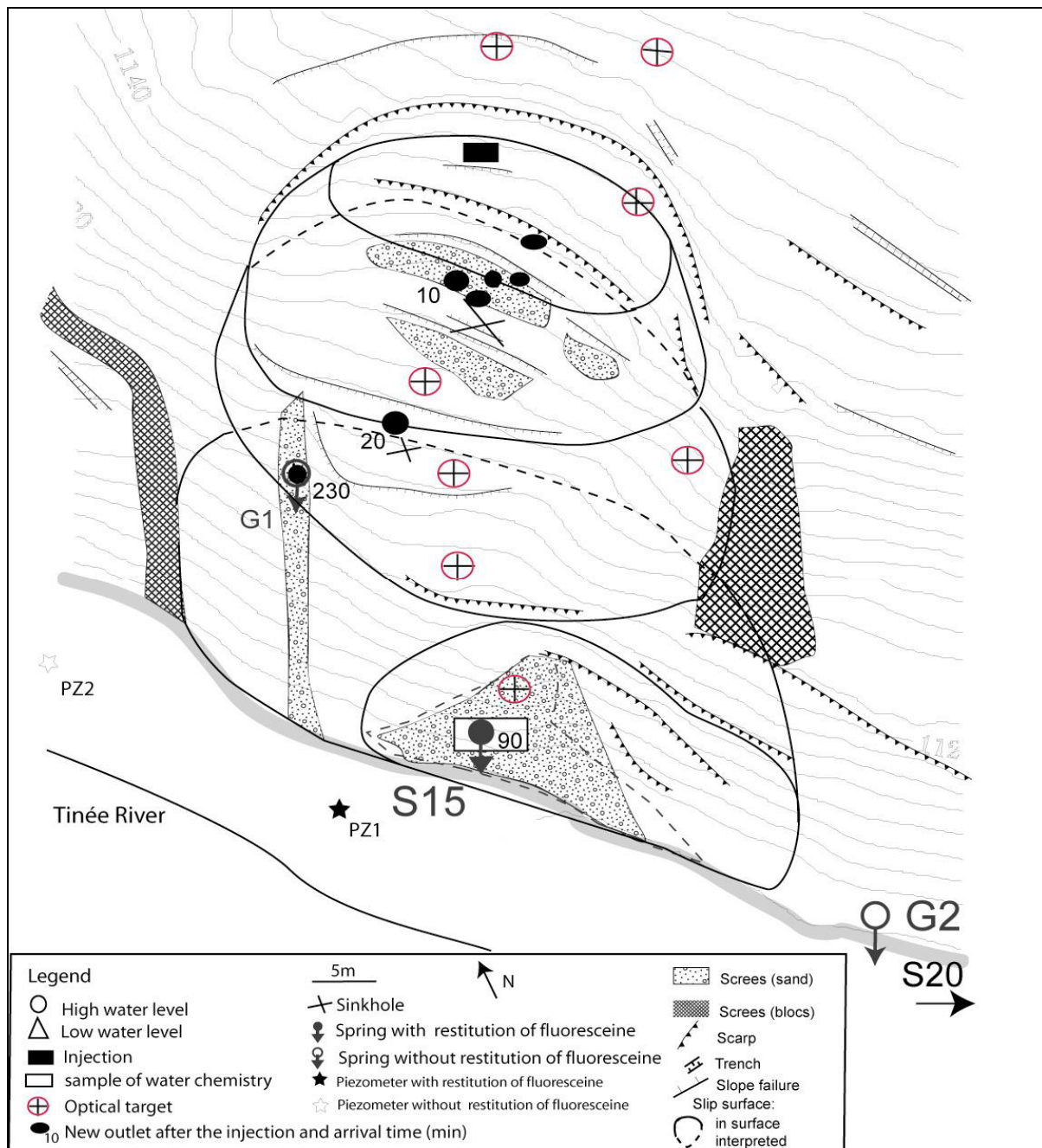


Figure 4: Spatial variability of water chemistry and localization of artificial tracer outflow

Around the slip surface a humid area is developing. This zone increases with time to reach 2 meters upper and lower the slip surface. The matrix is not impermeable and a part of injected water passes in the matrix (Q_m). First water arrives from the slip surface, and then humid area, around the slip surface, increases about 1m / 15 min (Figure 5). The restitution ratio of fluorescent tracer is about 15 %, compared to the 60 % of restitution ratio for injected water. Like the fluorescent tracer marks the starting of the injection, the first liter injected do not outflow at the spring, but are flowing through the matrix, create a matrix saturation, around the slip surface, and highlight the relations between the rock matrix and the slip surface. From the 38 m³ injected, 24 m³ outflow through the slip surface. The remaining 14 m³ have flowed in alluvial deposits, through the matrix. The slip surface drains the water, but a part of water passes in the matrix. This matrix saturation, around the slip surface, is observed upper the heterogeneity and reveals an interstitial pressure in the landslide with a local water saturation of the material around the heterogeneity.

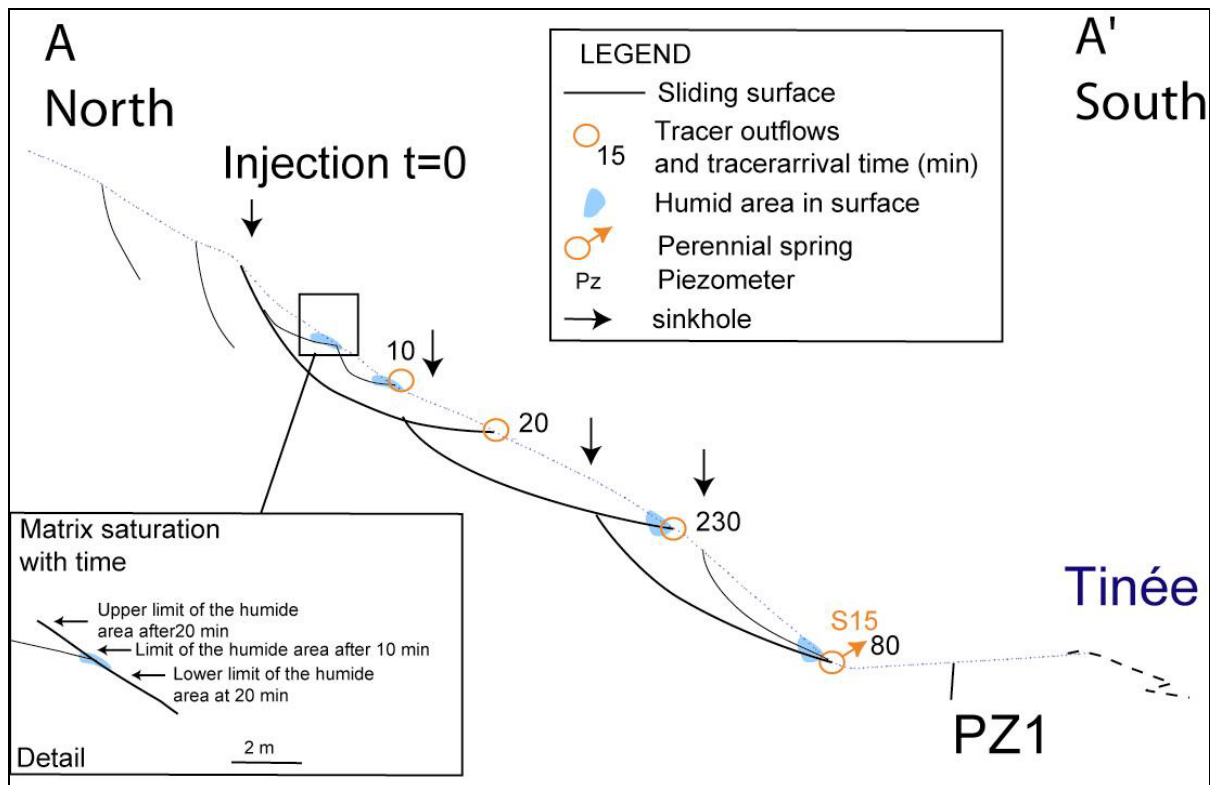


Figure 5: Correlation between slip surface and outflows in cross section

1.3.3 Time variations after injection

The injected water has a contrasted chemical content compared to water of the slope (Table 1) that enables a hydrograph separation. Thus conductivity and sulfate are natural water tracers of the water from slope and nitrate an injected water tracer. Applying equation (4) the calculated yields of injected water arriving at the spring (Q_i) during this artificial flood enables to estimate participation of both water types at the spring. Figure 6 presents the results, for each tracer. The correlation between the three tracers is a proof that the water rock interaction can be neglected with a residence time around 10 hours. The first reaction of the S15 spring is a yield increase due to head transfer. At time t_1 (Figure 6), the injected water reaches the natural saturated zone and creates an increase of yield (pressure transfer). Then at time t_2 , the injected water arrived at the S15 spring, through the slip surface, with a velocity (V_p) and the percentage between natural water discharge ($Q_n = 0.22$ l/s) and injected water discharge ($Q_{inj} = 2.23$ l/s) becomes constant. t_3 is the end of the steady state and at t_4 the slip surface is drained.

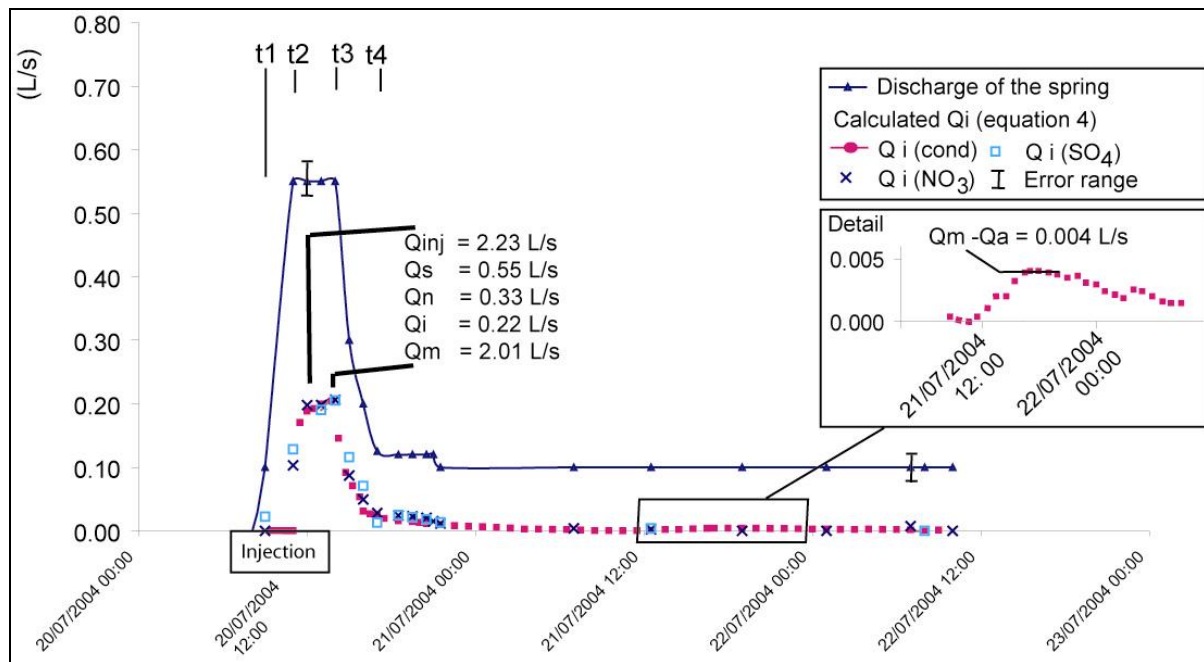


Figure 6: Hydrograph separation

The environmental tracers enable to calculate, during the pseudo steady-state defined on Fig. 6, that the 0.55 l/s flowing through the S15 spring (Q_s) are composed about 0.22 l/s from the injection (Q_i), and 0.33 l/s from the mixing with natural slope water (Q_n). This pseudo-steady state is useful for hydraulic conductivity and porosity estimation of the slip surface.

During this pseudo steady state, on the 2.2 l/s injected (Q_{inj}), 0.22 l/s flow through the slip surface (Q_i) and 2.01 l/s flow in the matrix (Q_m).

At t_5 , the tracer test breakthrough shows a bimodal response (Figure 7), the water from injection outflowing at the spring (Q_i) must be decomposed in two flow paths. The first arrivals are the flows in slip surface ($Q_{i \text{ slip surface}}$). The second arrivals are correlated in time with tracer arrival in the piezometer 1 (Figure 4) and can be attributed to flows in the matrix (Q_m), with a part flowing through the alluviums (Q_a) and the other flowing at the spring ($Q_{i \text{ matrix}} = Q_m - Q_a$). The fluorescein restitution shows a mix of water from the fracture and from the matrix and enables to estimate flow velocity in the matrix about $5 \cdot 10^{-4}$ m/s and in the slip surface about $3 \cdot 10^{-3}$ m/s. The hydrograph (Figure 6) give an estimation of $Q_m - Q_a$

1.3.4 Estimation of hydraulic parameters

The obtained results enable to propose a conceptual flow model (Figure 8) with several flow ways of injected water through slip surfaces and matrix. Yields, estimated with natural tracer, are represented (Figure 8b) are used to realize an estimation of hydraulic parameters.

The method used a hydraulic gradient calculation with the geoelectric cross section. Figure 2c, realized at t_3 time (Figure 6) shows that the 200 Ohm.m limit presents a break when it crosses the slip surface. This observation induces two different hydraulic gradients for flows in the slip surface and in the matrix where the hydraulic gradient is about 32 % (± 5 %) in the sliding mass and about 45 % (± 5 %) in the matrix. During the floods, to connect the slip surface with the slope aquifer, as is observed with the natural tracer (Figure 3), the hydraulic gradient must equal 45 % and validate the geoelectric data.

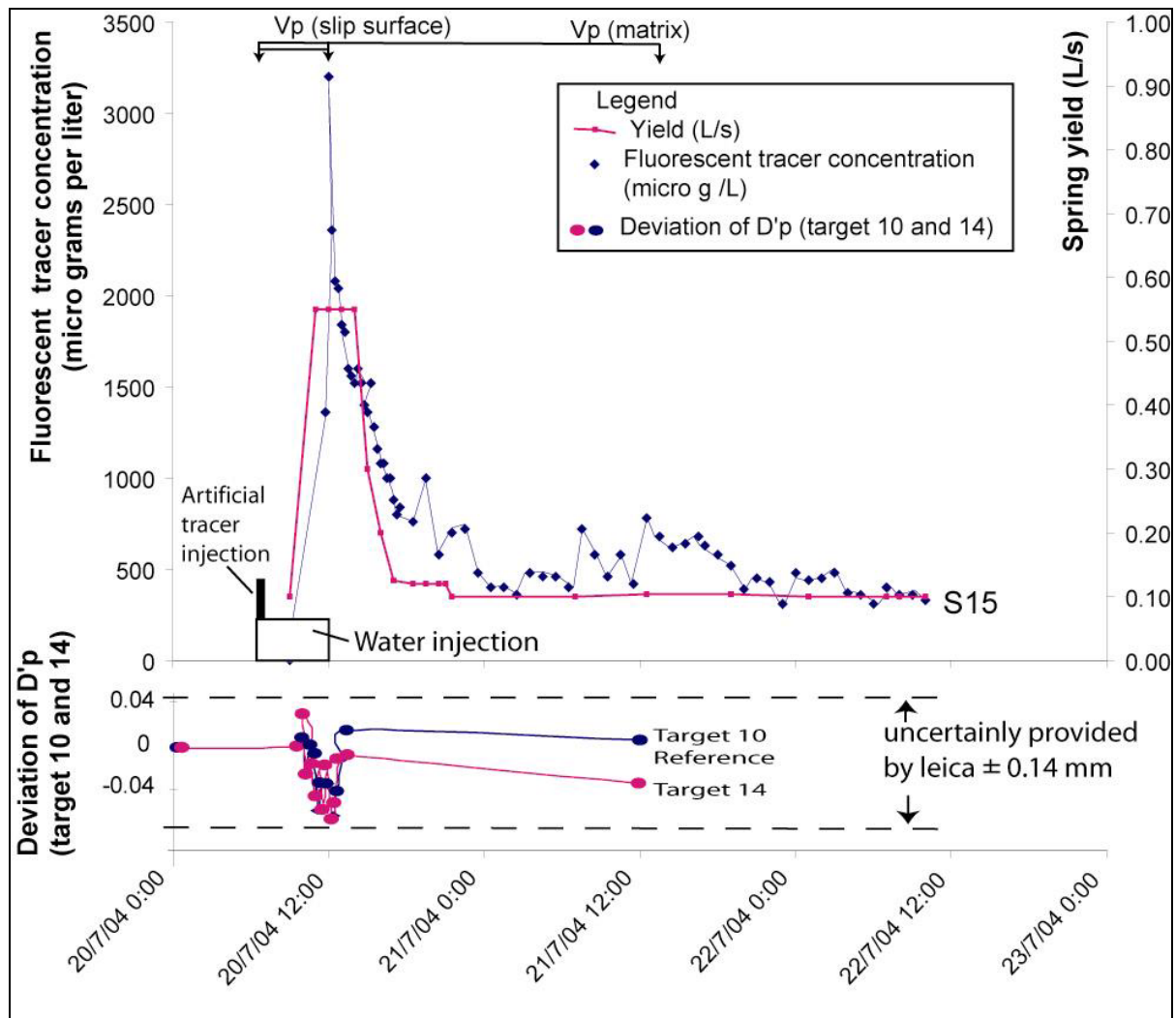


Figure 7: Tracer test breakthrough

Using flow velocity in matrix and in slip surface and applying equations (5) and (6), the hydrogeological parameters are estimated with a 45% gradient in the matrix and 33 % in the slip area, as presented the Figure 8B. The section of spring flow (a) is $1.2 \text{ m}^2 (\pm 0.1 \text{ m}^2)$ that corresponds to the humid area observed around the spring S15. The results are presented in Table 2

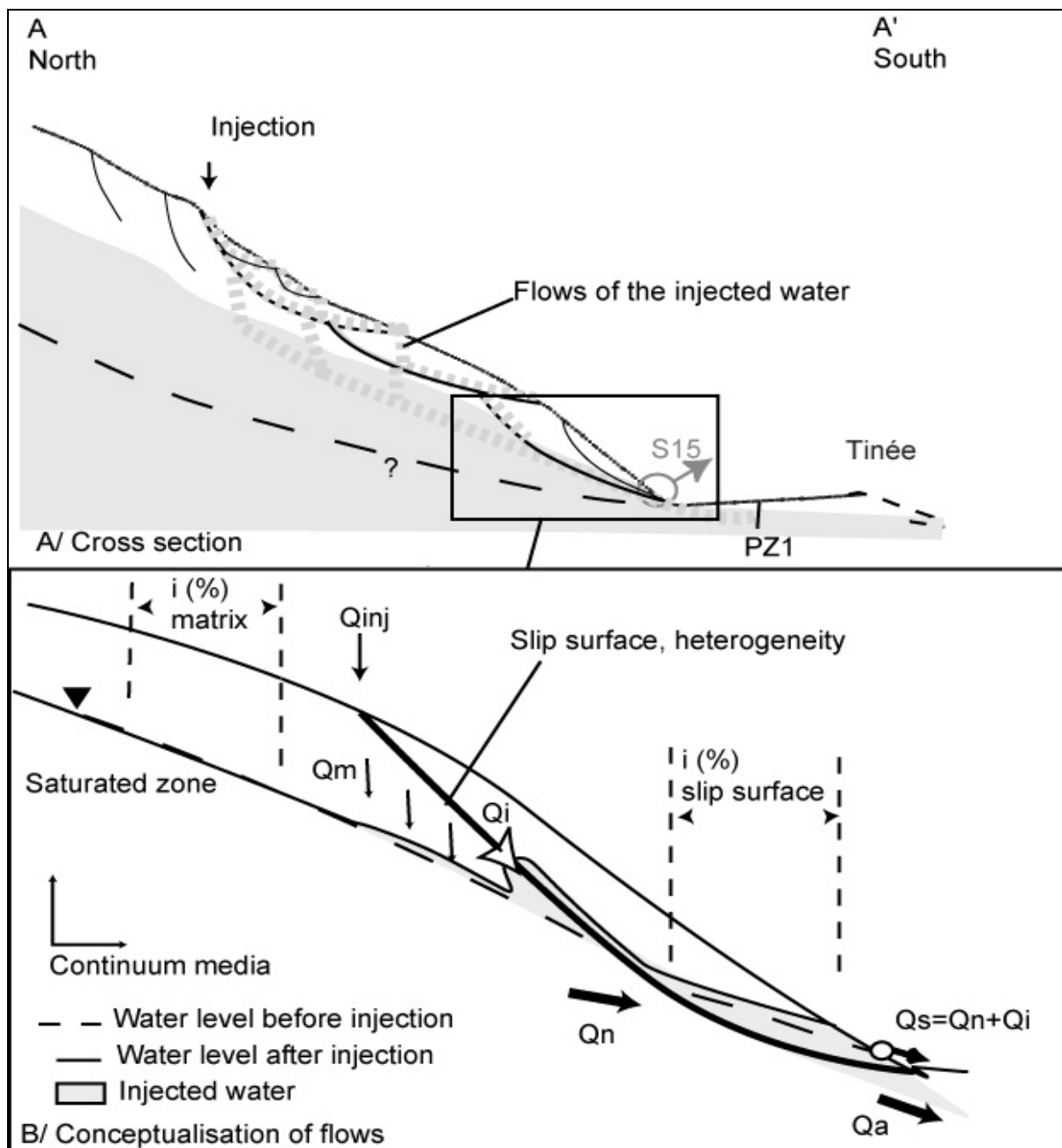


Figure 8: Conceptualisation of Flows for back-calculation of hydraulics parameters A/ cross section of the slope, B/ conceptualisation

This calculation gives an evolution of hydraulic conductivity about a factor of 50 and a porosity increase about 6%.

values	sliding surface	Matrix	Method
V_p (m/s)	3.E-03	5.E-04	Tracer test
V_d (m/s) = Q / a	1.8E-04	4.8E-06	Tracer test
i max %	26%	53%	Electric
i min %	33%	43%	Electric
K min (m/s)	7.0E-04	9.1E-06	Eq. 5
K max (m/s)	5.5E-04	1.1E-05	Eq. 5
porosity (%)	7% ($\pm 1\%$)	1% ($\pm 1\%$)	Eq. 6

Table 2: Estimated parameters, from artificial tracer test and geo-electrical data

1.4 Hydro-mechanical behavior of the slip surface

1.4.1 Implication for methodology

In such moving zone, local *in situ* measurements are difficult to perform, because of the durability of boreholes in a moving zone. In the unstable fractured slope, the local hydraulic gradient is not representative of the spring flows, because of the heterogeneity of the hydraulic conductivity fields (Guimera & Carrera, 2000). The geoelectrical method, tested to estimate a range of contingent hydraulic conductivity, gives a spatial evolution of the hydraulic gradient and is coherent with literature data on this type of geo-material ranging between 1 and $6 \cdot 10^{-5}$ m/s for the matrix (Guimera & Carrera, 2000; Guglielmi *et al.*, 2005).

1.4.2 Estimation of the hydraulic conductivity of the slip surface

The tracer tests demonstrate the existence of two flow types, one in the slip surface and one in the matrix (Figure 5). The hydraulic conductivity of the slip surface is about $3 \cdot 10^{-4}$ m/s ($\pm 2 \cdot 10^{-4}$ with head gradient error range) and the matrix hydraulic conductivity is estimated about $1 \cdot 10^{-5}$ m/s ($\pm 2 \cdot 10^{-6}$). The porosity has increased about 6 % with the slip movement. The slip surfaces are drains. The superficial water after a rainfall flows through the moving mass, and is evacuated by the slip surface. After an important flood at the massif scale, the natural water head increases and can connect the slip surface.

The presence of perched water in the slip surface during the flood, observed with the presence of the G1 temporary springs, can be explained by the hydraulic conductivity contrast, with a ratio about 50. The flows are drained by the heterogeneity that creates a saturated zone around the slip surface, including a part of the matrix that is not impermeable. However, the matrix permeability should be over estimated, because the toppling records with the tacheometer (Figure 2b) out of the sliding mass reveal a decompressed zone by toppling that modifies the matrix hydraulic parameters with creation of drains for flows.

1.4.3 Implication for stability

Infiltration, directly in the slip surface does not induce a movement in this case. The optical target do not record a significant (> 0.2 mm) movement during the tracer test injection (Figure 7), according to the 38 m^3 injected on a 500 m^2 surface. The draining behavior of the fractures evacuates water sufficiently fast to avoid a high pressure increase in the landslide.

A local diffuse infiltration in the sliding area can induce an increase of weight by water infiltration in the matrix and can induce movement. At the same time, water in the slip surface can decrease shear parameters. For a superficial landslide, the volume of water infiltrated in the landslide cannot be important, due to the relatively limited surface about $2 \cdot 500 \text{ m}^2$.

The last scenario is an infiltration from the upper moving area. Water can induce under pressure in the slip surface that can reactivate this landslide. In this case, the volume of water is clearly bigger, because this zone drains an important part of the slope from 1 100 m to 2 700 m (Guglielmi *et al.*, 2002). The anisotropic hydraulic conductivity of the slip surface can confine water and increase pressure under the slope.

All the presented data here insist on the importance of the regional context to make a good risk assessment.

1.5 Conclusion

Even if the slip surface develops through a same material, it plays a role of discontinuity for groundwater flows, with porosity increasing about 6% and permeability about a ratio 50. During injection, a matrix effect is observed around the slip surface, with a saturation of the matrix. The slip surface drains the flows and diffuses it into the 3D slip surface geometry with a lower velocity. During a flood, the gradient of the slope aquifer, usually around 45%, increases and is connected with the slip surface that brings water under the landslide. However, the slip surface plays a drain role. It evacuated rapidly the interstitial pressures and increases the stability of the slope.

- Binet, S., Mudry, J. & Guglielmi, Y., 2002. - Toward a methodology to quantify recharge and behaviour of Mediterranean aquifers from ground water measurements. - In: *F. Carrasco, Duran, JJ, Andreo, B* (Editor) *Symposium: Karst and environnement*, Malaga, 115-122.
- Bonzanigo, L., Eberhart, E. & Loew, S., 2001. - Hydromechanical factors controlling the creeping Campo Vallemaggia landslide. - *Symposium of landslides, Causes, Impacts and Countermeasures*, Davos, 9-12.
- Brunsdon, D. (1999). - Some geomorphological considerations for the future development of landslide models. - *Geomorphology*, **30**, 13.
- Castany, G. (1982). - Hydrogéologie, principes et methodes. - *Dunod*, 236.
- Cornet, F.H., Li, L., Hulin, J.P., Ippolito, I. & Kurowski, P. (2003). - The hydromechanical behaviour of a fracture: an in situ experimental case study. - *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, **40**, 1257-1270.
- Eberhardt, E., Thuro, K. & Luginbuehl, M. (2005). - Slope instability mechanisms in dipping interbedded conglomerates and weathered marls-the 1999 Rufi landslide, Switzerland. - *Engineering Geology*, **77**, 35-54.
- Follacci, J. (1999). - Seize ans de surveillance du glissement de la Clapière (Alpes maritimes). - 220, *Bulletin du Laboratoire des Ponts et Chaussées*.
- Gehlin, S.E.A. & Hellstrom, G. (2003). - Influence on thermal response test by groundwater flow in vertical fractures in hard rock. - *Renewable Energy*, **28**, 2221-2238.
- Guglielmi, Y., Bertrand, C., Compagnon, F., Follacci, J.P. & Mudry, J. (2000). - Acquisition of water chemistry in a mobile fissured basement massif: its role in the hydrogeological knowledge of the La Clapiere landslide (Mercantour massif, southern Alps, France). - *Journal of Hydrology*, **229**, 138-148.
- Guglielmi, Y., Cappa, F. & Binet, S. (2005). - Coupling between hydrogeology and deformation of mountainous rock slopes: Insights from La Clapière area (Alpes Maritimes). - *Comptes Rendus Geosciences*, **337**, 1154-1163.
- Guglielmi, Y., Vengeon, J.M., Bertrand, C., Mudry, J., Follacci, J.P. & Giraud, A. (2002). - Hydrogeochemistry: an investigation tool to evaluate infiltration into large moving rock masses (Case study of the La Clapière and Séchilienne alpine landslides). - *Bulletin of Enginnering Geology and Environnement*, **61**, 311-324.
- Guimera, J. & Carrera, J. (2000). - A comparison of hydraulic and transport parameters measured in low-permeability fractured media. - *Journal of Contaminant Hydrology*, **41**, 261-281.
- Jiao, J.J. & Malone, A.W., 2000. - An Hypothesis concerning a confined groundwater zone in slopes of weathered igneous rocks. - In: *PCR* (Editor) *Slope hazards and their prevention*, Hong Kong, 165-170.
- Jomard, H., Lebourg, T., Binet, S., Tric, E. & Hernandez, M. (in press). - Characterization of an internal slope movement structure by hydrogeophysical surveying. - *Terra Nova*.
- Keefer, D.K., Wilson, R.C., Mark, R.K., Bradd, E.E., Brown, W.N., Ellen, S.D., Harp, E.L., Wiczoreck, G.F., Alger, C.S. & Zatzkin, R.S. (1987). - Real-time landslide warning during heavy rainfall. - *Science*, **238**, 921-925.
- Lebourg, T., Binet, S., Tric, E., Jomard, H. & Bedoui, S.E. (2005). - Geophysical survey to estimate the 3D sliding surface and the 4D evolution of the water pressure on a part of a deep seated landslide. - *Terra Nova*, **17**, 399-406.
- Marsily, G.d. (1981). - Hydrogéologie quantitative. - *Masson, collection sciences de la Terre*. Paris.
- Massei, N., Wang, H.Q., Dupont, J.P., Rodet, J. & Laignel, B. (2003). - Assessment of direct transfer and resuspension of particles during turbid floods at a karstic spring. - *Journal of Hydrology*, **275**, 109-121.

- Mudry, J. (1987). - Apport du traçage physico-chimique naturel à la connaissance hydrocinématique des aquifères carbonatés. - Thesis, Université de Franche-Comté, Besançon, 378.
- Mudry, J., Lastennet, R., Puig, J. & Blavoux, B. (1994). - Use of natural tracing to understand how an aquifer works. Basic and applied hydrogeological research in French karstic areas. - *COST 65*. Brussels, Belgium, 27-53.
- Nelson, N.T., Hu, Q. & Brusseau, M.L. (2003). - Characterizing the contribution of diffusive mass transfer to solute transport in sedimentary aquifer systems at laboratory and field scales. - *Journal of Hydrology*, **276**, 275-286.
- Tsao, T.M., Wang, M.K., Chen, M.C., Takeuchi, Y., Matsuura, S. & Ochiai, H. (2005). - A case study of the pore water pressure fluctuation on the slip surface using horizontal borehole works on drainage well. - *Engineering Geology*, **78**, 105-138.

Analyse multi-échelles des déformations gravitaires du Massif de l'Argentera Mercantour

Résumé

Les mouvements de terrain sont un des facteurs principaux de l'érosion des chaînes de montagnes et représentent un enjeu déterminant dans l'aménagement des vallées. Les phénomènes gravitaires se manifestent sous des formes très variées rarement reconnues et rarement analysées dans leur globalité au sein d'un même massif. Ainsi les liens géométriques et dynamiques les caractérisant ne sont-ils jamais abordés. Ils pourraient cependant représenter un apport substantiel dans la compréhension des processus de déstabilisation, la reconnaissance et la définition des aléas.

Nous avons tout d'abord cartographié les mouvements gravitaires rocheux dans la partie occidentale du massif de l'Argentera Mercantour et étudié leur relation et leur répartition en fonction des variables géologiques et morphologiques régionales. Puis nous nous sommes focalisés sur l'étude de deux cas représentatifs actuels d'échelles différentes sur lesquels nous avons testé et calibré la méthode de tomographie électrique (2D-3D-4D): le glissement de la Clapière et un glissement secondaire emboîté à son pied.

Notre étude permet d'établir un lien et un contrôle par la structure tectonique des mouvements d'échelles très différentes : Deep Seated Gravitational Slope Deformations (DSGSD), Deep Seated Landslides (DSL) et glissements superficiels. Ce contrôle s'exprime de différentes façons mais il apparaît de manière générale que l'échelle spatiale des déstabilisations gravitaires qui en résulte est directement proportionnelle à l'échelle temporelle des processus géologiques et morphodynamiques.

Mots-Clés: Argentera – Glissements de Terrain – Deep Seated Gravitational Slope Deformations – Deep Seated Landslides – Tomographie électrique – Dénudation – Morphologie Post-Glaciaire – Risques Naturels – Hydrogéologie

Multi-scale analysis of gravitational deformations in the Argentera Mercantour Massif

Abstract

Slope movements are one of the principal factors for mountain belts erosion and represent also a decisive issue for country planning. Gravitational phenomena are expressed under various forms seldom recognized and seldom analysed in their globality in a same massif. Thus, the geometric and dynamic links characterizing them are never approached. They could however represent a substantial contribution in the comprehension of destabilization processes, recognition and definition of risks.

We first mapped gravitational rock slope movements in the occidental part of the Argentera-Mercantour massif and then studied their relation and their distribution according to the regional geological and morphological variables. Then we focused the study on two currently representative active cases of different scales on which we tested and gauged the electrical tomography method (2D-3D-4D): the La Clapière landslide and a secondary encased shallow slip which developed at its foot.

Our study allows establishing a link and a control by the tectonic structure on gravitational movements of various scales: Deep Seated Gravitational Slope Deformations (DSGSD), Deep Seated Landslides (DSL) and shallow landslides. This control is expressed under various manners, but it generally appears that the gravitational destabilizations scale is directly proportional with geologic and morphodynamic processes temporal scales.

Keywords: Argentera – Landslides – Deep Seated Gravitational Slope Deformations – Deep Seated Landslides – Electrical tomography – Uplift – Post-Glacial Morphology – Natural risks – Hydrogeology